APLICACIÓN DEL MÉTODO DE ZONACIÓN MORFO-ESTRUCTURAL PARA IDENTIFICAR NUDOS SISMOGÉNICOS EN LA REGIÓN COSTERA Y CADENAS MONTAÑOSAS DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES DEL ECUADOR

Kervin CHunga [1,2]
Alessandro M. Michetti [3]
Alexander I. Gorshkov [4]
Giuliano F. Panza [5,6]
Alexander Soloviev [4]
Carlos Martillo [7]

Resumen

Debido a la escasa información en los catálogos de terremotos históricos, desde el año 1541 hasta el año 2010 y, además, de la cartografía de los terrenos con fallas capaces de generarlos, no ha sido posible que los modelos de zonación sísmica para Ecuador definan parámetros de atenuaciones concordantes con la actividad tectónica del territorio. El presente estudio pretende proporcionar nuevas técnicas de ingeniería para evaluar la peligrosidad sísmica. La técnica asume que los fuertes terremotos corticales son generados alrededor de intersecciones de zonas de fallas, nudos estructurales. Los nudos han sido caracterizados por el método de zonación morfo-estructural, basado sobre la idea que la litosfera es formada por bloques de diferentes escalas, separadas por límites móviles. Estos bloques son representados en un mapa morfoestructural, compilado con la tecnología GIS a escala 1:500.000 para las cadenas colinares costeras y subandina, y a escala 1:750.000 para las cadenas montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. Datos geológicos, topográficos, morfológicos y gravimétricos fueron obtenidos desde cada nudo estructural, posteriormente esta información ha sido insertada en el software "CORA 3" (técnica "Pattern Recognition") para codificar y discretizar los valores que nos permiten individualizar los nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6 y M≥6.5. Muchos de estos nudos son delineados a lo largo de estructuras de fallas. Los resultados en este estudio indican altos niveles de sismicidad en áreas en donde no existen registros de terremotos, además la localización de nudos sismogénicos pueden proporcionar un catálogo sintético que podría ser complementado con el corto catálogo de terremotos históricos del Ecuador para la elaboración de modelos de zonación sísmica.

Palabras claves: *Nudos sismogénicos; Zonación morfo-estructural; Pattern recognition; peligro sísmico; Ecuador*

Abstract

Due to the lack of information in the catalogue of historic earthquakes (1541-2010) and also of potential but unmapped faults in the field, the seismic zoning modeling for Ecuador does not define parameters of equivalent attenuations of the tectonic activity of the territory. The aim of this research is to provide new engineering techniques for seismic hazard evaluation. The technique of this study is based on the assumption that strong earthquakes are associated within structural nodes that are specific structures formed around intersections of fault zones. The nodes have been delineated with a morphostructural zoning method, based on the idea that the lithosphere is made-up of different-scaled blocks, separated by mobile boundaries. These blocks are represented on a morphostructural map, compiled with the GIS

[1] Comisión de Geofísica Aplicada. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional Ecuador. (kervin.chunga@gmail.com)
[2] Escuela de Petróleos, Universidad Estatal de la Península de Santa Elena, UPSE, Ecuador.
[3] Università degli Studi dell'Insubria, Dipartimento di Scienze Chimiche e Ambientali, via Valleggio 11, 22100, Como, Italia
[4] International Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[5] The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics, Miramare, 34151, Trieste, Italy
[6] Department of Earth's Sciences, University of Trieste, via E. Weiss 4, 34127 Trieste, Italy
[7] Unidad Técnica de la Comisión Nacional sobre el Derecho del Mar, UTCNDM – INOCAR, Ecuador

technology at a scale of 1:500.000 for coastal hills and subandean mountain chains and at a scale of 1:750.000 for the northern Andean mountain ranges. For each structural node, geological data were obtained from an area with a radius of 25 Km and subsequently inserted into the software of pattern recognition algorithm "CORA 3" (technique "Pattern recognition") in order to identify the nodes capable of earthquakes with M≥6 and M≥6.5. Many of these nodes are delineated along seismogenetic structures. The main results in this study indicate high levels of seismic records in areas where data of earthquakes are absent. In addition the spatial distribution of seismogenetic nodes may provide a synthetic catalog that could be complementary with the short historical earthquake catalogue in the elaboration of seismic hazard modeling.

Keywords: *Seismogenic nodes; Morphostructural zonation; Pattern Recognition; Seismic hazard; Ecuador*

Introducción

Ecuador es caracterizado, desde el Oeste al Este, por cuatro distintos dominios de provincias morfo-estructurales: (1) región insular o Galápagos, (2) región costera o Litoral, (3) región de los Andes o Sierra, y (4) región de la cuenca Amazónica u Oriente. Las tres últimas regiones comprenden el territorio continental del Ecuador, donde los caracteres estructurales serán expuestos y discutidos en las siguientes secciones de la presente investigación.

Uno de los principales objetivos de este estudio es individualizar, en el segmento continental de Ecuador, las potenciales zonas sismogenéticas capaces de generar terremotos crustales con M≥6 y M≥6.5. Los terremotos profundos con distancia focal 40≤H≤260 Km registrados a lo largo del plano de Benioff no han sido tomados en consideración en este análisis. El motivo de esta selección es de carácter metodológico (ie. Gorshkov et al. 2002). Por consiguiente, se quiere investigar el potencial sísmico desde la confrontación de datos sismológicos históricos e instrumentales y de datos geológicos de superficie (ie. topográficos, geomorfológicos, gravimétricos, tectónicos y estructurales).

Por otra parte, en la zona de subducción ubicada a lo largo de la fosa oceánica de Ecuador, han sido generados fuertes terremotos corticales que han afectado la región costera continental (Mendoza & Dewey, 1984; Segovia, 2001; Segovia & Alvarado, 2009; Silgado, 1957; Swenson & Beck, 1996; White et al., 2003). Debido a este antecedente y para complementar un catálogo homogéneo de terremotos corticales y de fallas capaces, ha sido seleccionada un área de estudio que incluye la mega-estructura sismogenética de la zona de subducción y las fallas plio-cuaternarias del segmento continental del Ecuador. El área en examen es delimitada por las siguientes coordenadas geográficas, lat. 2°N a 5°S y long. 82°W a 75°W.

Un primer catálogo incluye 128 terremotos corticales (ie., son el tipo de terremotos caracterizados porque generalmente ocurren a lo largo de las fallas geológicas o rupturas de la corteza terrestre, a profundidades entre 10 y 40 Km debajo de la superficie terrestre), que describe los parámetros de: (1) distancia de hipocentros inferior a 40 Km, (2) intervalo de magnitudes comprendida entre 5.9≤Mw≤8.8, e (3) intensidad macrosísmica comprendida entre VIII≤MM≤XI, MM=escala macrosísmica de Mercalli. Para la complementación de este catálogo, las informaciones sobre localidad de epicentros, intensidad máxima estimada, máxima magnitud asociada, distancia de área epicentral y efectos cosísmicos en el terreno, han sido obtenidas del análisis y de la combinación de varios catálogos, tales como: (a) *"National Earthquake Information Center"* - NEIC, *(http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/:)* (b) Centro Regional de Sismología para América del Sur - CERECIS, *(http://www.ceresis.org/portal/index.php)* y (c) La Red Nacional de Sismógrafos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional –RENSIG *(http://www.igepn.edu.ec/).*

Información con relación a terremotos históricos están disponibles en los catálogos del RENSIG, CERESIS (en escala MM), y en las crónicas de Teodoro Wolf (1872). Para estos eventos de época pre-instrumentales, en el sitio oficial de CERESIS están también disponibles datos de magnitudes estimadas a partir de la intensidad macrosísmica (Me). El catálogo NEIC registra terremotos instrumentales que han afectado

a Ecuador desde 1973 (disponible en escala de Magnitud momento, Mw). A nivel local, la red sísmica del RENSIG inicia a recopilar información sismológica con resolución más precisa desde 1988. En este periodo solamente un terremoto cortical destructivo ha sido registrado, el evento del 04.08.1998 (M 7.1) con epicentro en Bahía de Caráquez (Manabí). La información sismológica disponible de la RENSIG comprende actualmente sismos con Ms≥4 (RENSIG). La conversión de escalas mb, Ms a Mw ha sido aplicado desde las formulas propuestas por Caguari (2008).

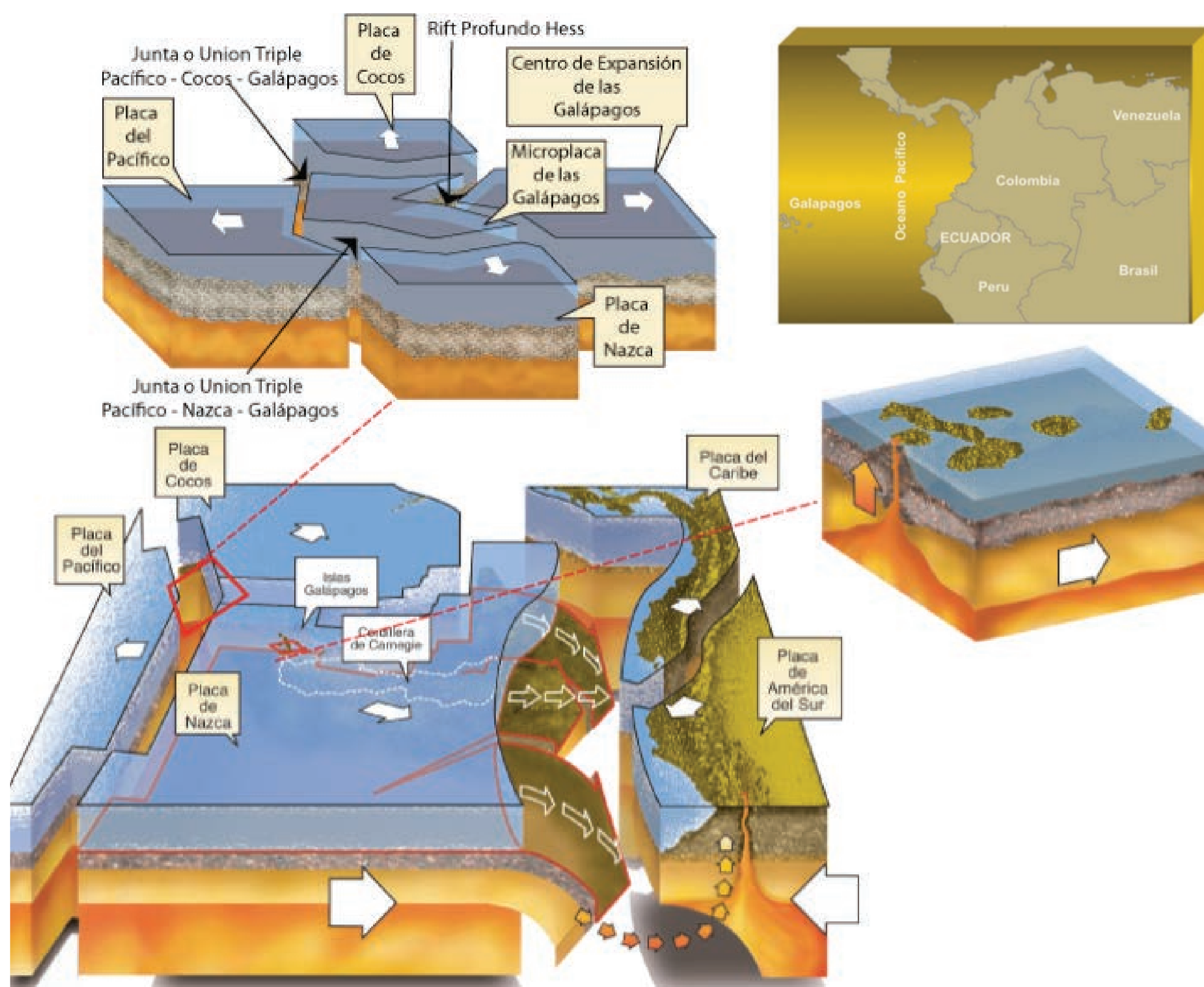


Figura 1.- Modelo geodinámico del Ecuador insular y continental. Cinemática de la placa de Nazca y su relación con el punto caliente Galápagos y el centro de divergencia (conocida también como dorsales Galápagos). El Sistema Mayor Dextral (SMD) es la franja de colisión continental que separa el Bloque Nor-Andino (indicándola en la figura como parte de la placa del Caribe) y la placa Sudamericana (modificado por Toulkeridis et al., 2009).

Un segundo catálogo de fallas corticales ha sido creado en plataforma GIS compuesta de 220 segmentos de fallas activas y capaces en el territorio continental de Ecuador, 40 segmentos de fallas en el territorio contiguo al Perú y 17 segmentos de fallas en un sector fronterizo con Colombia (ver catálogo completo, pág. 143, Chunga 2010). El database de este catálogo incluye información de: (1) tipo, geometría, y longitud de la falla, (2) cinemática y profundidad asociada al plano de falla, estimada desde los datos hipocentrales de sismos instrumentales y (3) forma y tendencia estructural y morfológica sobre el terreno a través del uso de modelos digitales de elevación (DEM, siglas en Inglés) con resolución aproximada a 30 metros de alcance. Estos parámetros son muy importantes para calcular la distancia vertical y horizontal, desde objetos sensibles (ie. plantas industriales propensas a riesgo ambiental colindante con áreas urbanas densamente pobladas) hasta las principales estructuras sismogénicas.

Información con relación a fallas capaces que afectan el Ecuador continental y contiguas zonas limítrofes, son obtenidas desde campañas técnicas durante la fase de geología de campo y exploración de varias investigaciones, y de literatura científica proveniente de, Baldock (1982, 1983); Chunga (2010); Chunga et al. (2005a, 2009); Deniaud et al. (1999); Dumont et al. (2005, 2006); Ego et al. (1996a, 1996b); Eguez et al. (2003); LRG (1986); Segovia & Alvarado (2009); Tibaldi et al. (2007); Winter et al. (1989a, 1989b, 1993); y Witt et al. (2006).

La creación de estos catálogos permitió realizar un análisis espacial de la distribución de sismos a lo largo de las estructuras geológicas, sin embargo, también fueron tomados en consideración otros parámetros de datos gravimétricos, topográficos y morfológicos con la finalidad de aplicar por primera vez en el Ecuador, la técnica de *"Pattern Recognition"* de zonación morfo-estructural para la determinación de potenciales niveles de sismicidad en áreas donde los registros de terremotos históricos son ausentes. Los datos gravimétricos fueron obtenidos desde la publicación realizada por Feininger & Seguin (1983).

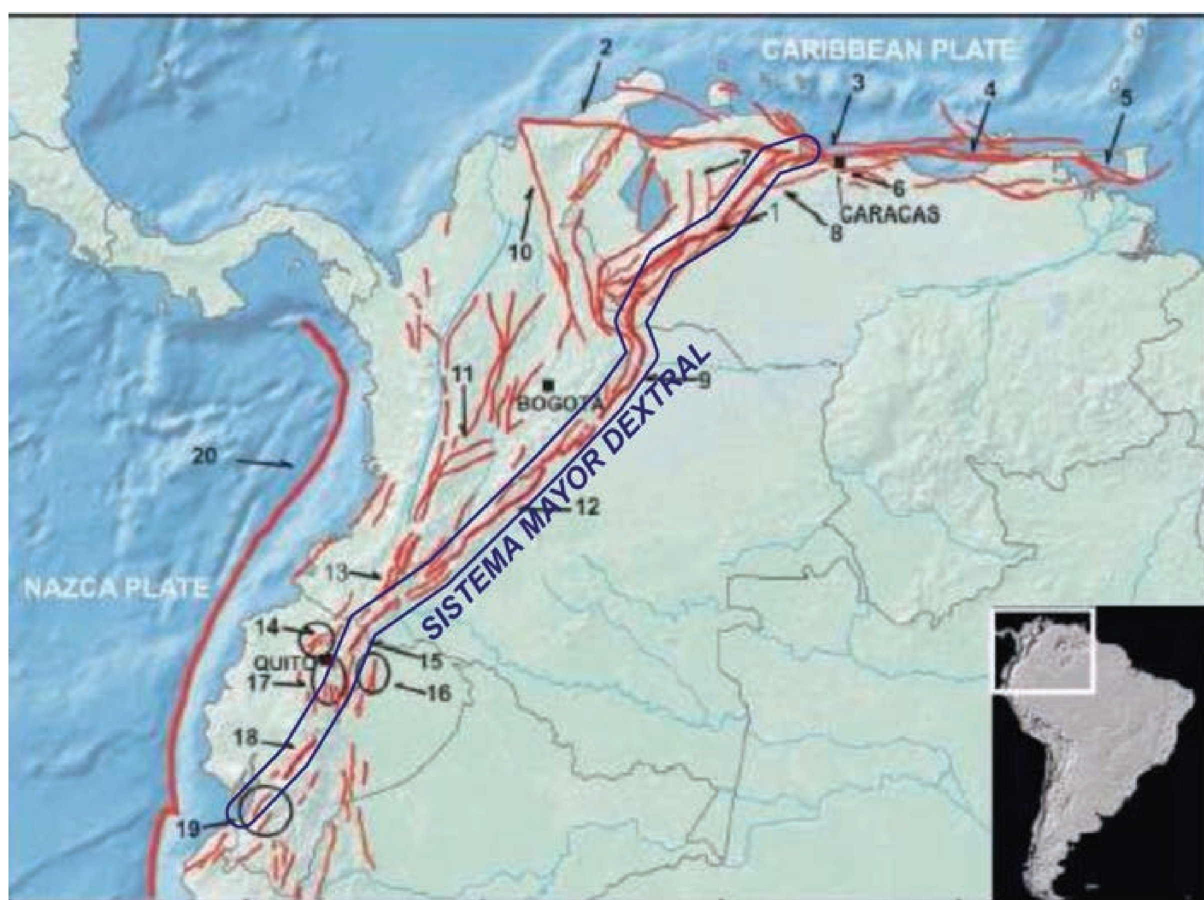


Figura 2.- Esquema de los principales sistemas de fallas capaces a lo largo del Bloque Nor-Andino: 1. Bocono; 2. Oca-Ancon; 3. San Sebastian; 4. El Pilar; 5. Los Bajos-El Soldado; 6. Tacagua-El Avila; 7. San Simon; 8. La Victoria; 9. Sistema de fallas de los Andes Occidentales; 10. Santa Martha – Bucaramanga; 11. Ibague; 12. Algeciras-Servitas; 13. Romeral; 14. San Isidro-El Angel-Otavalo; 15. Chingual; 16. Payamino – Sumaco – Pusuno - Araujo; 17. Quito – Nagische – Latacunga - Yanayacu; 18. Pallatanga; 19. Naranjal-Poce Enriquez; 20. Zona de subducción (modificado por Costa et al., 2006). La línea sólida en azul indica el trayecto estructural del Sistema Mayor Dextral (SMD) que se extiende desde el Golfo de Guayaquil hasta la costa Norte de Venezuela.

Geología y Ambiente Tectónico

El Ecuador ocupa una posición particular desde el punto de vista de la tectónica de placas (Graindorge et al., 2004; Harpp et al., 2005; Hey, 1977; Kanamori, 1982; Londsdale, 1978; Pennington, 1981; Sellarés et al., 2003, 2005), por cuanto comprende: (1) el punto caliente de las Galápagos, (2) la adyacente dorsal oceánica o "centro de divergencia" que separa las placas de Cocos y Nazca, (3) una zona de subducción de corteza oceánica a través de la cual la placa de Nazca se subduce debajo

del margen continental constituido por la placa Sudamericana y del Bloque Nor-Andino, y (4) una franja de deformación continental conocida como *"Sistema Mayor Dextral"*, SMD (Figura 2).

La actividad de la dorsal Galápagos o centro de divergencia determina actualmente los movimientos relativos de las placas de Cocos y Nazca, donde la corteza oceánica de edad inferior a 23 Ma (millones de años) se alterna con la corteza oceánica de edad superior a 35 Ma (Hey, 1977; Spikings et al., 2001). Esta dorsal genera corteza oceánica de espesor medio (≈7 Km), mientras que el punto caliente de las Galápagos genera corteza oceánica de mayor espesor entre los 18 a 22 Km (Hey, 1977; Gustcher et al., 1999; Toboada et al., 2000).

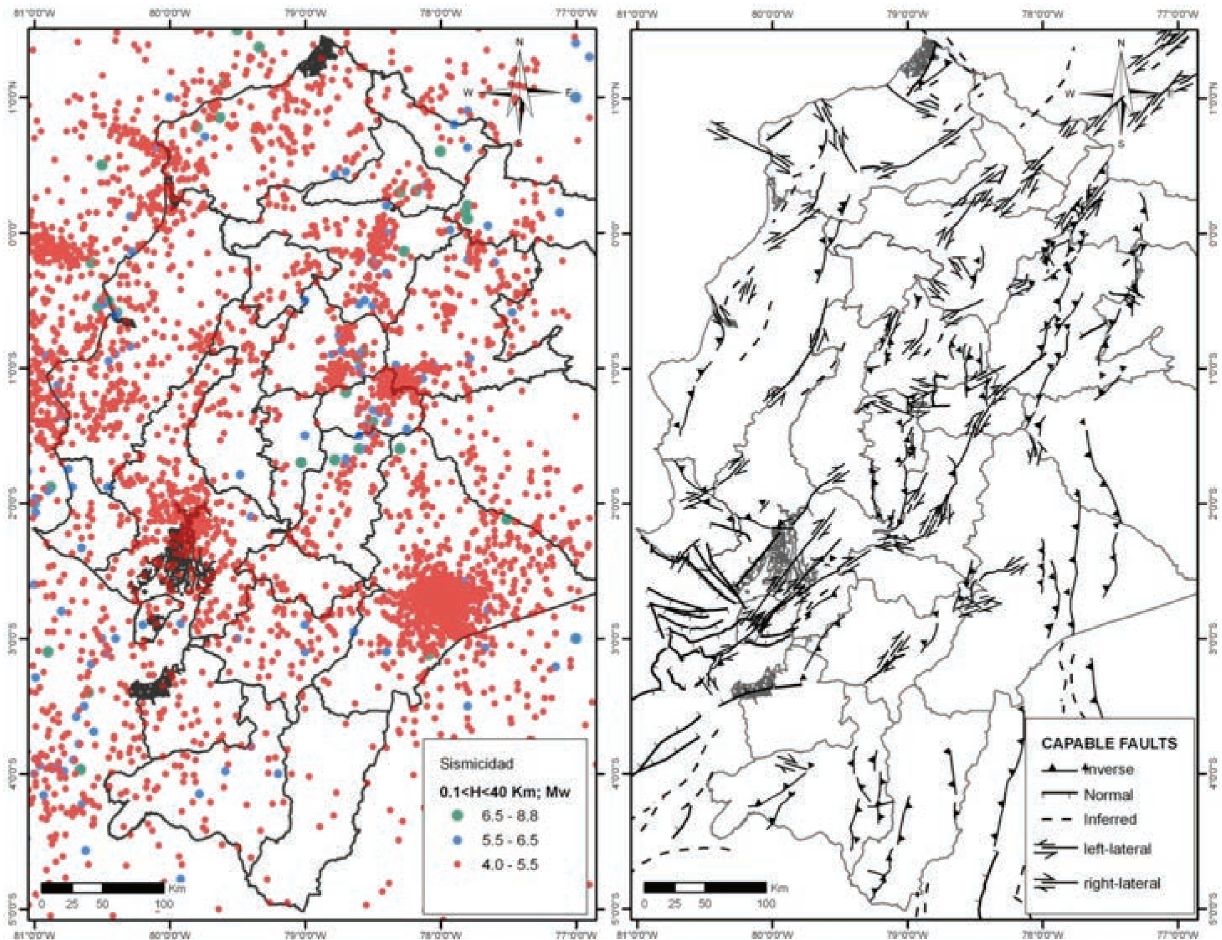


Figura 3.- Sismicidad y ambiente tectónico en Ecuador. Izquierda, distribución espacial de sismos instrumentales con 4≤M≤8.8. Derecha, cinemática y tipo de fallas capaces cartografiada en el territorio.

El punto caliente de las Galápagos ha formado una serie de altos relieves morfo-batimétricos sobre el fondo oceánico con trayectoria hacia los márgenes costeros del Pacífico oriental (ie. Dorsales de Carnegie, Cocos, Colón y Malpelo), gran parte de estos relieves están siendo subductados a lo largo del plano de Benioff-Wadati (Figura 1).

Desde el punto de vista de la dirección del transporte tectónico, el alto relieve batimétrico asísmico de Carnegie (llamado también dorsal Carnegie) empezó a modificar la geometría de la zona de subducción a partir del Plioceno superior – Pleistoceno inferior (ie. Londsdale, 1978; Ego, 1996b; Harpp et al., 2005), acompañada de una reducción del ángulo de inclinación de la placa subyacente como consecuencia de un fuerte acoplamiento entre las dos litósferas convergentes, Placa de Nazca y el Bloque Nor-Andino (Barberi et al. 1988; Lebrat et al., 1985).

La colisión de la dorsal Carnegie a lo largo de la zona de subducción está levantando el margen continental central de Ecuador siendo ésta la

principal causa de las formaciones de las cadenas colinares costeras, que alcanzan una altitud máxima cercana a los 850 m.s.n.m. En profundidad, el plano subyacente debajo de la región costera es de 4° a 10°, incrementando su inclinación (zona de pendiente Benioff) entre 40° a 45° debajo de los Andes y regiones subandinas, en estas últimas regiones los terremotos más profundos ocurren alrededor de los 280 Km (ie. Chunga et al., 2009).

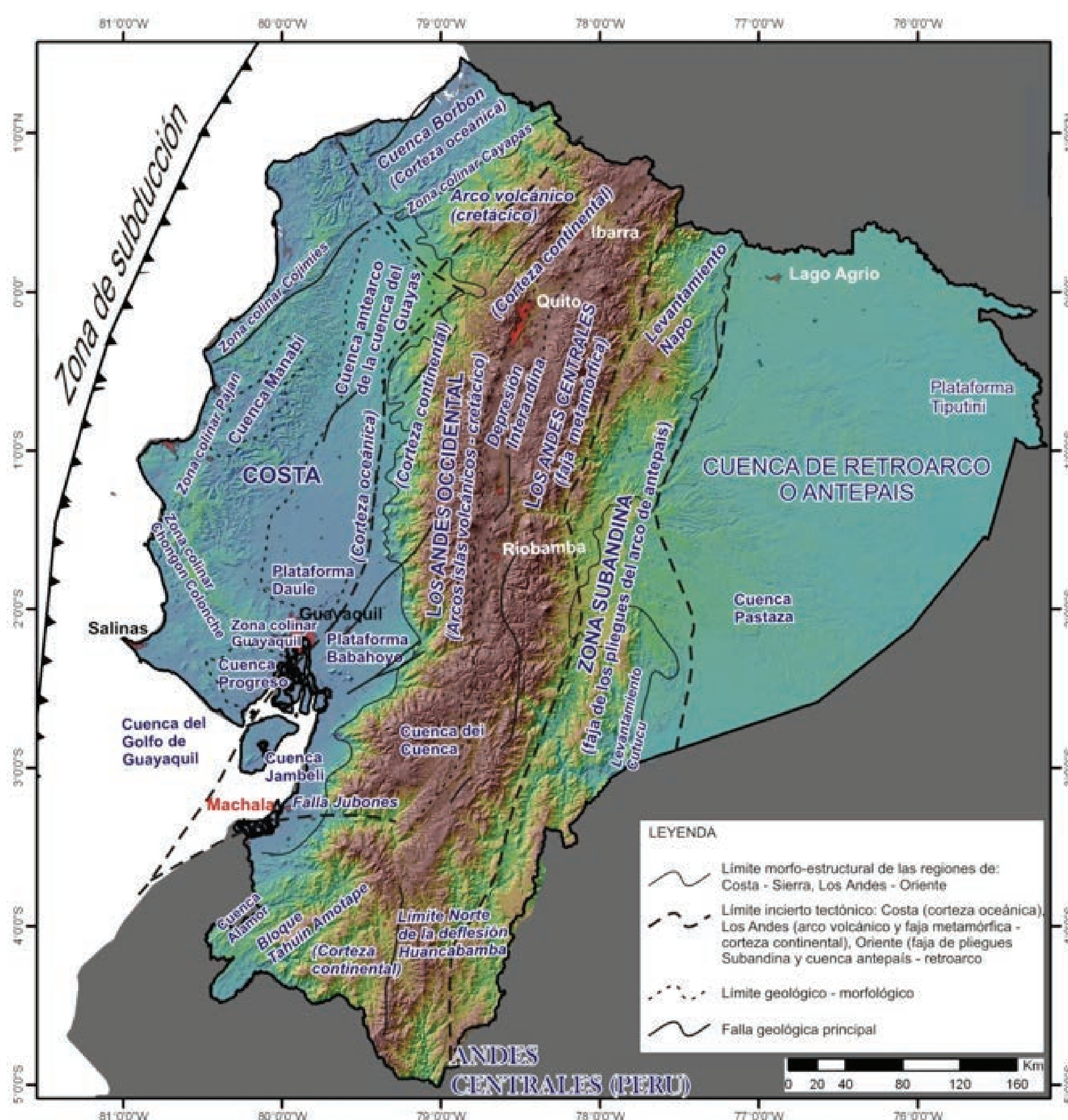


Figura 4.- Modelo morfo-estructural del Ecuador (modificado por Baldock, 1982, 1983) indicando los límites tectónicos de: la corteza oceánica (región Costa), de la corteza continental, y también de los arcos volcánicos, la faja metamórfica (región de los Andes) y zona subandina y cuenca de retroarco (región Oriente). La deflexión de Huancabamba divide los Andes Septentrionales (tendencia estructural NE) de los Andes Centrales (tendencia estructural SO).

Desde el punto de vista de la tectónica local, la activa zona de subducción afecta a los dos bloques continentales móviles, la placa Sudamericana y el Bloque Nor-Andino, ambas sujeta a la convergencia oblicua de la placa de Nazca, con tendencias estructurales N50E-N80E y movimiento lateral de 58 ± 2 mm/año (ie. Freymueller et al., 1993; Kellogg & Bonini, 1982; Kellogg & Vega, 1995; Nocquet et al., 2009; Pennington, 1981; Trenkamp et al., 2002).

Al interior del continente, una importante franja de deformación denominada "Sistema Mayor Dextral, SMD" indica el límite de una colisión convergente continental entre el Bloque Nor-Andino y la placa Sudamericana (Chunga et al.,

2009; Chunga, 2010; Mendoza y Dewey, 1984; Segovia & Alvarado, 2009; Witt et al., 2006). Esta estructura sismogénica (SMD) es caracterizada por un régimen transtensivo en el Golfo de Guayaquil, bien diferenciado dentro de la cuenca Esperanza, siendo limitada al N por el sistemas de fallas Posorja y al S por el sistemas de fallas Amistad, al E por el sistema de fallas transcurrentes Puná Santa Clara y al O por estructuras de Diapiros (LRG, 1986; Witt et al., 2006; Cobos & Montenegro, 2010).

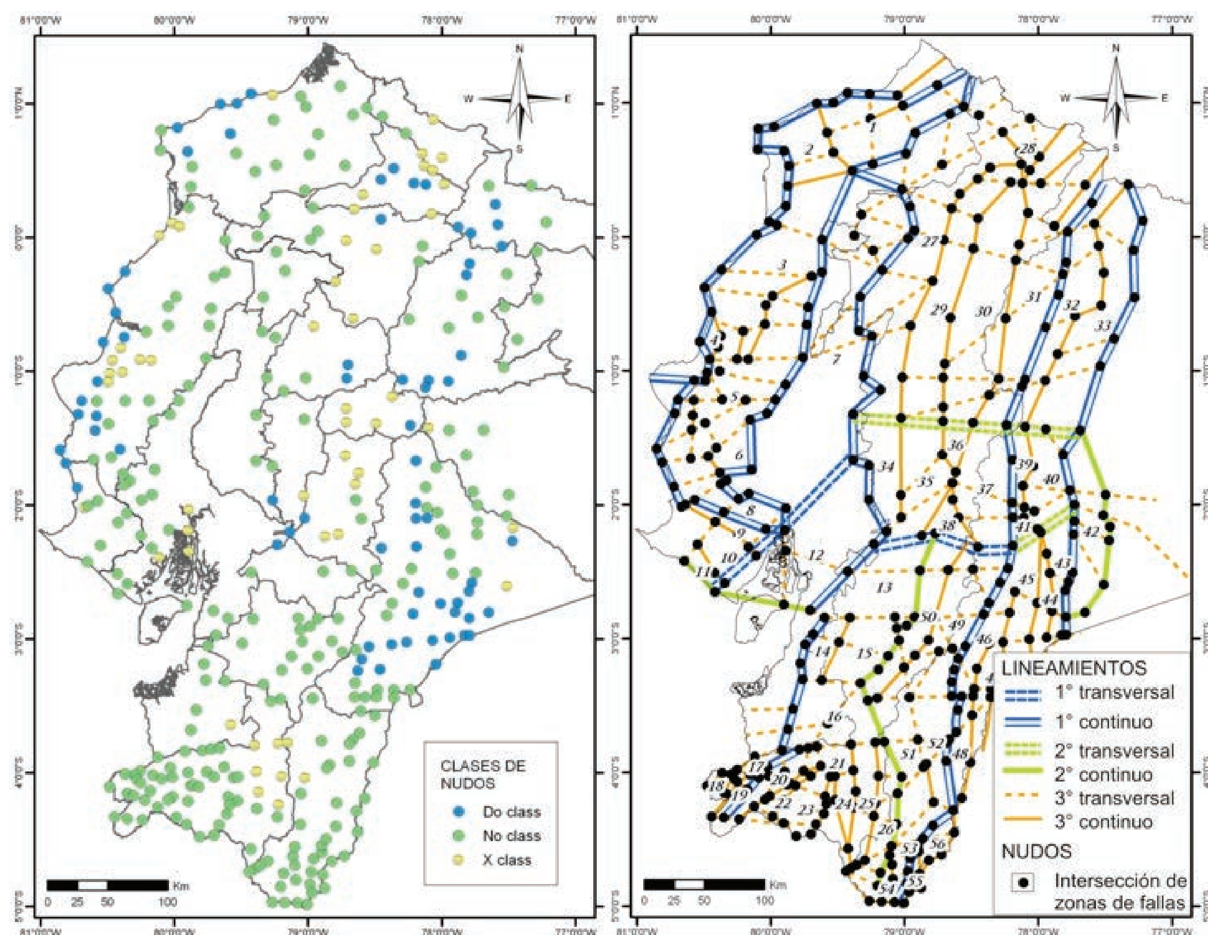


Figura 5.- Mapa de lineamentos morfo-estructurales del Ecuador. Izquierda, distribución espacial de las clases Do, No y X. Derecha, lineamientos estructurales delimitando las estructuras en bloques, las líneas dobles representan los lineamientos de primer orden, las líneas verdes corresponde a los lineamientos de segundo orden, y las líneas anaranjadas delimitan los lineamientos de tercer orden. Las líneas continuas representan los lineamientos longitudinales mientras las líneas discontinuas indican aquellas transversales.

Posteriormente, la trayectoria del SMD atraviesa la isla Puna y el estuario interno del Golfo de Guayaquil como sistemas de fallas de cizallas con desplazamiento dextral, en el interior del continente esta estructura ahora combinada con componentes inversos corta las aisladas colinas de la llanura costera de la zona de Taura (estructura Klippe – isla tectónica, máxima altitud: 646 m.s.n.m.).

En los sectores andinos Alausí - Guamote – Riobamba, el SMD es evidenciado morfológicamente en el terreno y está caracterizado por discontinuas tendencias estructurales en sus cadenas montañosas con dominios laterales de fallas transcurrentes con desplazamientos dextrales y sistemas de fallas de corrimiento de bajo ángulo.

Tabla 1.- *Características morfo-estructurales de las estructuras en bloques.*

N.	Name Megablock	Mean peak altitude of ranges (m)	Hmin	L	AH	AH/L SLOPE	Major strike of ranges	Major tectonic orientation	Morphology
1	Esmeraldas	606	20	38	586	15	NW-SE and NE/SW	nearly NNE-SSW	combination of chains of different strike
2	Galera chain	677	5	47	672	14	NNE-SSW	nearly NNE-SSW	combination of chains of small ranges
3	Manabi chain	786	7	24	779	32	NE-SW	nearly NNE-SSW	combination of chains of small ranges
4	Charapoto hills	442	9	12	433	36	chaotic	nearly NW-SE and NE-SW	combination of chains of different strike
5	Colonche ridge	837	4	15	833	56	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
6	Guale hills	470	20	29	450	16	NE-SW	NE-SW	hills
7	High Guayas basin	893	4	84	889	11	NE-SW	NE-SW	plain with small isolated hills
8	Colonche-Guayaquil ridge	519	14	51	505	10	NW-SE	NE-SW	single range
9	Chongon hills	400	10	37	390	11	NW-SE	nearly NW-SE	system of small hills
10	Progreso basin	200	11	22	189	9	chaotic	nearly NW-SE	isolated hills of different strike
11	Playas ridge	399	4	9	395	44	NW-SE and NE/SW	nearly NW-SE	combination of ranges of different strike
12	Low Guayas basin	637	4	35	633	18	NW-SE	nearly NE-SW	plain with isolated ranges
13	Tambo	4477	60	37	4417	119	NW-SE and NE/SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
14	Ponce	3765	43	23	3722	162	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
15	Pucara	4154	529	59	3625	61	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
16	Zaruma-Paccha	3865	80	48	3785	79	NW-SE and NE/SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
17	Ciano	1476	280	15	1196	80	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
18	Cazaderos ridge	1032	262	11	770	70	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
19	Paletillas	1118	360	9	758	84	NE-SW	NE-SW	single range
20	Celica	3037	240	48	2797	58	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
21	San Pedro	2755	649	21	2106	100	NW-SE and NE/SW	N-S	combination of ranges of different strike
22	Casanga	1680	247	11	1433	130	N-S and NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges lowered from SW to NE
23	Sozoranga ridge	2657	484	31	2173	70	NW-SE and NE/SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
24	Gonzanama ridge	3046	1040	25	2006	80	NNE-SSW	N-S	system of subparallel ranges
25	Catamayo ridge	3671	1230	60	2441	41	N-S and NE-SW	NNW-SSE	system of subparallel ranges
26	Yamgana ridges	3700	2104	26	1596	61	NW-SE and NE/SW	NE-SW	combination of ranges of different strike

Continuación de la **Tabla 1** *(la descripción de Hmin, L, ΔH, ΔH/L en la Tabla 2)*

N.	Name Megablock	Mean peak altitude of ranges (m)	Hmin	LA	H	AH/L SLOPE	Major strike of ranges	Major tectonic orientation	Morphology
27	western Andean ridges	3884	133	109	3751	34	NNE-SSW	NE-SW	combination of ranges of different strike
28	Mira	3914	1145	21	2769	132	NW-SE and NE-SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
29	northern Andean ridges	5061	921	62	4140	67	NW-SE and NE-SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
30	Interandean valley	5821	1961	120	3860	32	NE-SW	NNE-SSW	combination of ridges with intermountain depression
31	Central Andean ridges	5759	1345	162	4414	27	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges and highly elevated massifs
32	Eastern Andean	3708	707	58	3001	52	NNE-SSW	NE-SW	system of subparallel ranges and highly elevated massifs
33	high Sub-Andean	2730	363	40	2367	59	NE-SW	NW-SE and NE-SW	Piedmont and part of Amazonian lowlands
34	Caluma	3802	49	47	3753	80	NNE-SSW	NNE-SSW	combination of ranges of different strike
35	Chimborazo	6270	190	101	6080	60	NNE-SSW	NE-SW	combination of ranges of different strike
36	Riobamba	4354	2440	19	1914	101	NE-SW	NW-SE and NE-SW	isolated ranges separated by depressions
37	Tungurahua	5275	1400	23	3875	168	NW-SE and NE-SW	NW-SE and NE-SW	combination of ranges of different strike
38	Chiribamba	4553	1998	35	2555	73	NW-SE and NE-SW	NW-SE and NE-SW	combination of ranges of different strike
39	Mera hills	2254	1060	30	1194	40	NW-SE and NE-SW	NW-SE	combination of ranges of different strike
40	Puyo basin	1422	560	18	862	48	NW-SE	NW-SE	hills separated by river valley
41	Wapula hill	2036	1020	24	1016	42	NNE-SSW	NE-SW	chain of small ranges
42	low Sub-Andean	862	190	127	672	5	NW-SE	NNW-SSE	Piedmont and part of Amazonian lowlands
43	Macuma ridge	2346	240	73	2106	29	NNE-SSW	nearly N-S	chain of subparallel ridges
44	Santiago range	1800	320	36	1480	41	chaotic	NW-SE and NE-SW	combination of ranges of different strike
45	Sucua Mnts	2478	320	31	2158	70	NNE-SSW	nearly N-S	combination of ranges of different strike
46	Yuganza hills	2000	600	20	1400	70	NE-SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
47	Palora ridge	2800	865	15	1935	129	chaotic	nearly N-S	combination of ranges of different strike
48	Paquisha hills	2309	800	33	1509	46	NW-SE and NE-SW	nearly NW-SE	piedmont and isolated small hills
49	Sig-Sig Mnts	4620	846	40	3774	94	NE-SW	NE-SW	combination of ranges of different strike
50	Gualaceo Mnts	4323	1038	139	3285	24	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
51	Zamora Mnts	3551	880	33	2671	81	NE-SW	nearly N-S	system of subparallel ranges
52	Yantzaza Mnts	3200	800	28	2400	86	NNE-SSW	nearly N-S	system of subparallel ranges
53	Yacuambi Mnts	2772	892	23	1880	82	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
54	Zumba Mnts	2074	802	11	1272	116	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
55	Tutupali Mnts	3155	1045	23	2110	92	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges
56	Nangaritza Mnts	2881	920	30	1961	65	NE-SW	NE-SW	system of subparallel ranges

En las regiones montañosas de Colombia, el SMD se prolonga a través de las cadenas andinas asumiendo un carácter tectónico netamente transcurrente dextral (ie. Costa et al., 2006), mientras que en la cadena andina de Venezuela cambia su cinemática con movimientos transpresivos con componente dextral, esta deformación del SMD coincide con los sistemas de fallas Bocono, San Sebastian and El Pilar (Costa et al., 2006), cuyos límites móviles forman parte de la placa del Caribe (Pérez & Aggarwal, 1981; Soulas et al., 1988; Segovia & Alvarado, 2009).

Para Ecuador, estas mega-estructuras sismogénicas indican una compleja tectónica, con altas tasas de deformación cortical; no obstante, la clasificación estructural y cinemática aún no han sido diferenciadas desde el punto de vista local. El presente estudio permitirá asociar los nudos sismogénicos con fallas capaces de deformar la superficie del terreno, clasificando preliminarmente las fallas activas de aquellas capaces. Las fallas capaces son aquellas que deforman la superficie del terreno como consecuencia de altas tasas de movimientos crustales y la generación de fuertes terremotos con M≥ 6.

En las secciones posteriores se detallarán los métodos de análisis aplicables a Ecuador desde la información disponible, acotando que la información de eventos sísmicos es corta (1541 – 2010) y que muchas áreas son ausentes de terremotos históricos; tales proyecciones sismológicas y estructurales podrían considerar zonas de bajo nivel de sismicidad cuando la tectónica activa indicaría lo contrario y que potenciales fallas podrían corresponder a largos periodos de recurrencias sísmicas. El presente estudio pretende compilar descripciones geológicas, topográficas, morfológicas y gravimétricas, convirtiendo matemáticamente los datos en vectores combinados, los cuales serán codificados y discretizados para la identificación de nudos sismogénicos (intersecciones de fallas) capaces de generar terremotos corticales con M≥6 y M≥6.5, tal información permite la creación de un catálogo sintético de terremoto que podría complementarse con el corto catálogo de terremotos históricos para la elaboración de modelos de zonas sísmicas individualizando los altos niveles de sismicidad para Ecuador.

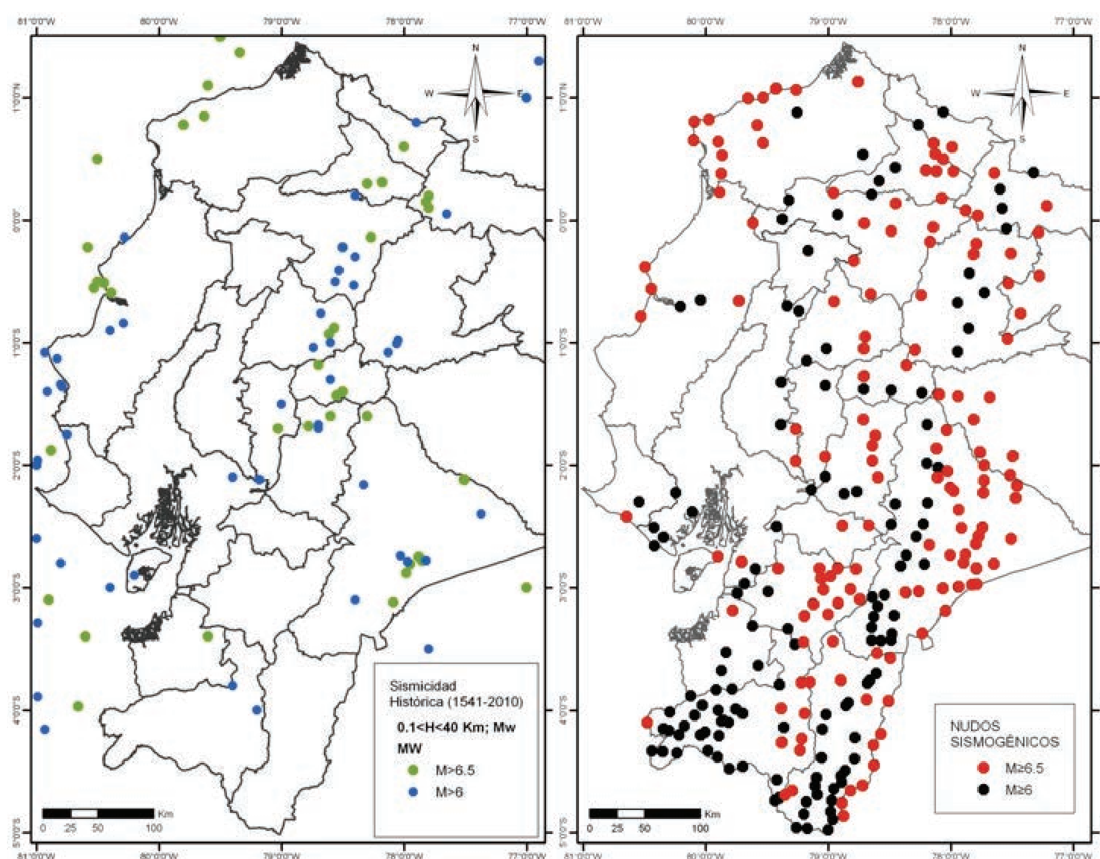


Figura 6.- Mapa de zonación morfo-estructural y su confrontación con los pocos datos de terremotos históricos. Izquierda, epicentros de terremotos históricos. Derecha, individualización de nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6 y M≥6.5.

Metodología de la Técnica "Pattern Recognition" de Zonación Morfo-estructural

En términos de predicción, una primera y simple respuesta es que fuertes terremotos pueden acaecer solamente en los lugares de una región sísmica en las cuales microsismos y sismos vienen registrados, como aquella propuesta por la ley de Gutenberg-Richter (ie. Keilis-Borok & Soloviev, 2003). Este principio viene a menudo contradicho en la práctica sismológica donde se han registrados terremotos históricos acaecidos sin precursores sísmicos (Wiemer & Wyss, 1994).

La predicción de dónde fuertes terremotos pueden generarse, puede encontrar una solución a través de la aplicación del método de *"Pattern Recognition"* de Zonación Morfo-estructural (ie. Gorshkov et al., 1987, 1991, 2000; Gorshkov & Ranzman, 1982; Gvishiani & Soloviev, 1984; Gvishiani et al., 1984; Keilis-Borok & Soloviev, 2003; Kosobokov, 1984). La subdivisión en zonas morfo-estructurales inicialmente ha sido proyectada por Gerasimov & Rantsman (1973) en modo de identificar potenciales zonas sismogénicas. Gelfand et al. (1973) aplican este método a las regiones montañosas de Pamirs (Tagikistan) y Tien Shan (China). Sucesivamente, Alexeevskaya et al. (1977), Rantsman (1979) y Gvishiani et al. (1988) desarrollaron técnicas para las zonas morfo-estructurales, incluida una corrección en la técnica *"Pattern Recognition"*. La zonación morfo-estructural correlaciona los datos morfológicos con información disponible sobre las estructuras geológicas y de los modelos tectónicos.

Tabla 2. *Parámetros morfo-estructurales de discretización obtenido en este estudio desde la aplicación de la técnica "Pattern Recognition".*

Parámetros	Umbral de discretización	
Máxima altitud, Hmax	1237	2877
Mínima altitude, Hmin	213	812
Mínima distancia (ℓ) entre los puntos Hmax y Hmin	17	
Contraste altitudinal en el relieve, ΔH = Hmax - Hmin	909	1900
Pendiente, ΔH / ℓ	55	110
Combinación de dominantes formas topográficas, Mor	1	4
Porcentual de depósitos Plio-Cuaternarios, Q	0	15
Máxima anomalía de Bouguer, Bmax	-90	
Mínima anomalía de Bouguer, Bmin	-150	
Desgravación de energía, ΔB = Bmax – Bmin	40	
Principal valor de la anomalía de Bouguer, Bm = (Bmax + Bmin) / 2	-155	-55
"Free-air anomaly", HB = 0.1Hmax + Bmin	54	120
Más alto rango de lineamiento cercano al nudo, RL	0	2
Número de lineamientos en el nudo, ηL	2	
Distancia desde el nudo al más cercano lineamiento de primer rango, ρ1	1	21
Distancia desde el nudo al más cercano lineamiento de Segundo rango, ρ2	50	124
Distancia desde el nudo a la más cercana intersección, ρint	10	15

El parámetro Mor, es igual a uno de los siguientes seis valores de acuerdo con la morfología dentro de cada nudo:

1. Separada por un valle longitudinal y por montañas, (m/m)
2. Contacto entre Montaña y planicie de piedemonte, (m/p)
3. Contacto entre Montaña y colinas de piedemonte, (m/pd)
4. Contacto entre montaña, colinas de piedemonte, y planice de piedemonte, (m/pd/p)
5. Contacto entre planicies de piedemonte, (p/p)
6. Contacto entre colinas de piedemonte y planicies de piedemonte, (pd/p)

En este estudio, el desarrollo metodológico de la técnica *"Pattern Recognition"* de zonación morfo-estructural, comprende dos fases. La primera, el análisis de nudos estructurales (intersección de sistemas de fallas), los cuales han sido delineados por el método de zonación morfo-estructural. En la segunda fase, se define el potencial sísmico de cada nudo evaluando las descripciones geológicas, morfológicas, topográficas y gravimétricas, tales descripciones son convertidas en vectores binarios y posteriormente son codificados y discretizados a través de la aplicación del algoritmo *"Pattern Recognition"*, software CORE 3. En adelante, nosotros reportamos solamente las definiciones básicas necesarias para facilitar la lectura de este artículo.

Identificación de nudos estructurales desde análisis morfológicos

Los nudos estructurales son delineados por el método *"Pattern Recognition"* de zonación morfo-estructural, el cual está basado sobre el concepto de que la litosfera es construida por bloques de diferentes escalas y éstas a su vez son separadas por límites móviles. Estos límites móviles son definidos en geología como fallas activas o capaces.

Para la zonación morfo-estructural, el territorio es dividido en un sistema de áreas ordenadas jerárquicamente por escala, caracterizada por la homogeneidad de la presente topografía y de las dominantes estructuras tectónicas expresadas en el terreno. Tres tipos de morfo-estructuras son distinguidas por zonación morfo-estructural: (1) bloques de diferentes escalas, (2) zonas delimitando los bloques llamados lineamientos, y (3) sitios donde las zonas de límites son interceptadas, llamadas nudos estructurales (ver, Figura 5).

En el área de estudio, la topografía es principalmente analizada en término de su morfometría, definiendo los siguientes rasgos topográficos, tales como: (a) elevación, orientación y pendiente de la topografía, (b) redes de drenaje y sus variaciones estructurales, (c) elementos lineales de la superficie del terreno, tales como segmentos rectilíneos de ríos, incisiones profundas, escarpadas, entre otras visible a las imágenes satelitales y modelos digitales del terreno.

En el caso de Ecuador, la zonación morfo-estructural es ordenada jerárquicamente en bloques de diferentes escalas y sus zonas limitantes son asignadas como lineamientos de primer a tercer orden (Figura 5). Desde un punto de vista de la orogénesis, la estructura regional como las cadenas montañosas de los Andes, son consideradas como la unidad de más alta jerarquía siendo definida como de primer rango; en zonación morfo-estructural son llamadas *"mountain countries"*. Esta unidad es, a su vez, están divididas en otras de segundo rango llamadas "megabloques". Estos "mega-bloques", son subdivididos a su vez en áreas de tercer rango, llamados bloques. Los bloques colindantes deberían diferir estructuralmente por lo menos en una de las tres características consideradas de la topografía actual.

Las zonas limitantes son de primer, segundo o tercer rango de jerarquía, dependiendo del orden de su estructura o escala dominante, respectivamente. Con respecto a la tendencia regional de las estructuras tectónicas y topografía, dos tipos de zonas limitantes son distinguidas para cada orden: (1) lineamientos estructurales longitudinales, y (2) lineamientos estructurales transversales. Los lineamientos transversales son aproximadamente paralelos a la tendencia regional de las estructuras tectónicas y de la topografía que incluye largos segmentos de fallas activas y capaces. Lineamientos transversales interceptan la tendencia regional de las estructuras tectónicas y de la topografía. Estas últimas aparecen sobre la superficie del terreno como discontinuas y son representadas por escarpes tectónicos, por segmentos rectilíneos de redes fluviales y parcialmente por fallas geológicas.

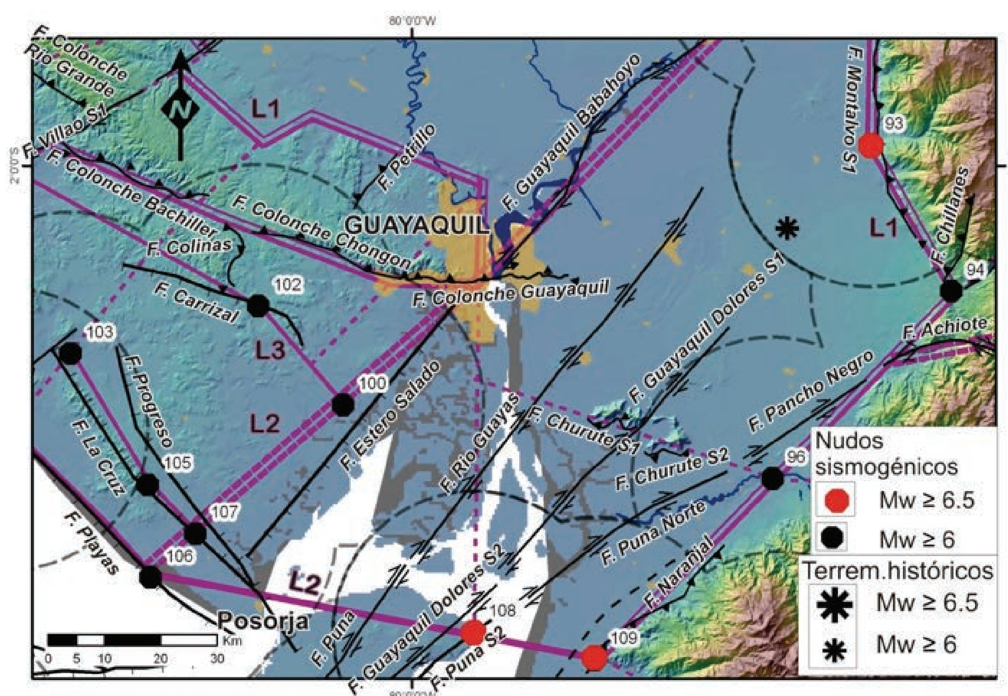


Figura 7.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Guayaquil.

Reconocimiento de Nudos Sismogénicos desde nudos estructurales

En un contexto metodológico, el primer procedimiento de análisis es dividir los nudos estructurales en dos clases: nudos donde terremotos con M≥6,5 pueden acontecer (clase D) y nudos donde tales magnitudes de terremotos no pueden generarse (clase N). Usando la información documentada en el catálogo de terremotos crustales y proyectando los datos disponibles en un área de 25 Km de radio, hemos individualizados preliminarmente los nudos D (o clase D). Cada nudo describe los parámetros topográficos, geomorfológicos, gravimétricos y geológicos.

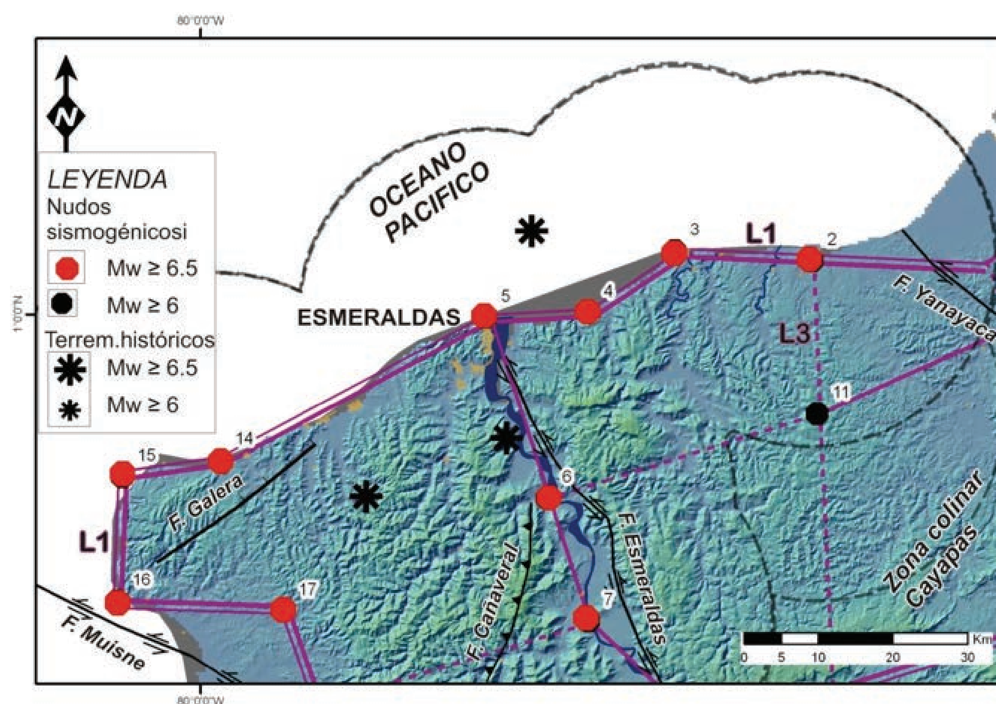


Figura 8.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Esmeraldas.

Los valores de cada parámetro son representados como vectores que pueden ser asociados a cada nudo estructural. Estos valores son clasificados en clases D y N usando la técnica "Pattern Recognition", que es definida desde el algorítmico CORA-3 (ie. Gorshkov et al., 2002).

El algoritmo selecciona los rasgos característicos D y N para las clases D y N, usando los modelos iníciales de Do (desde D) y No (desde N). Cada rasgo característico de los nudos incluye uno, dos o tres componentes con sus respectivos valores de distribución espacial (ie. Gorshkov et al., 2002). En esta fase de clasificación, el algoritmo cuenta los números de rasgos D y N (nD y nN, respectivamente) que cada nudo posee y le asigna a la clase D si nd – nN ≥ Δ o a la clase N si nD – nN < Δ, donde Δ es un parámetro del algoritmo.

Los rasgos característicos para cada clase D y N han sido seleccionados, donde, L es el número de los componentes de los vectores binarios que representan el nudo estructural. Los rasgos de la matriz A es definida como:

$$A=\left\| \begin{matrix} i1 & i2 & i3 \\ \delta 1 & \delta 2 & \delta 3 \end{matrix} \right\|$$

Donde $i1, i2, i3$, son números naturales, tales como $1 \le i1 \le i2 \le i3 \le 1$ y $\delta 1, \delta 2, \delta 3$ son igual a 0 o 1. En este estudio los nudos (vectores binarios) son enumerados como (i):

$$w^i = (w^i\ 1, w^i\ 2, \ldots\ w^i$$

Y tienen una característica A de,

$$w^i i1 = \delta 1, w^i i2, w^i = \delta 2, w^i i3, w^i i3 = \delta 3$$

Los rasgos característicos han sido seleccionados usando cuatro parámetros del algoritmo:

$$k1, (k1), k2, (\overline{k2}).$$

El valor W es el conjunto de todos los nudos considerados en el análisis y K (W,A) el número de los nudos $w^i EW$, el cual tiene un rasgo A. El rasgo A es un rasgo característico de la *clase D* si $K\ (Do, A \ge k1$ e $K\ (No, A) \le (\overline{k1})$, y el rasgo A es un rasgo característico de la *clase N* si $K\ (No, A) \ge k2$ e $K\ (Do, A) \le (\overline{k2})$.

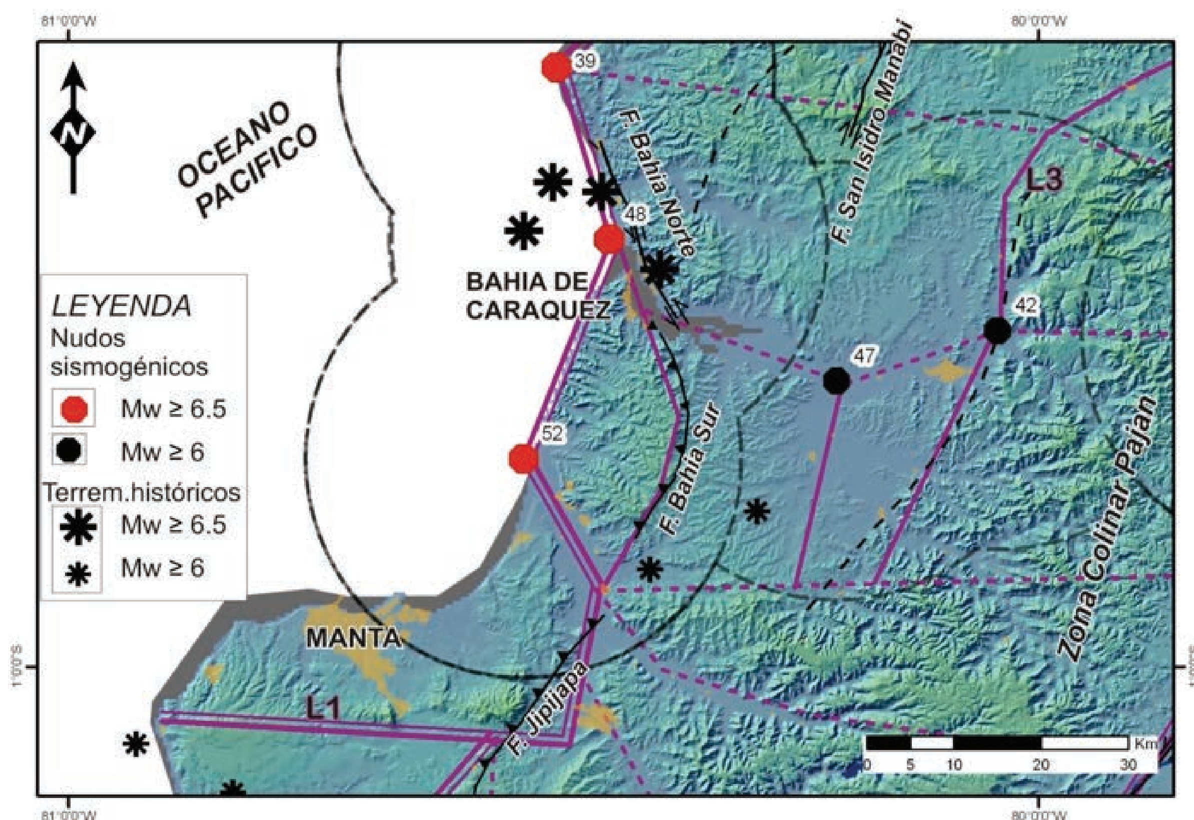


Figura 9.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a las ciudades de Manta y Bahía de Caráquez.

La clasificación subsecuente es, para cada nudo wi el número nD de los rasgos característicos de la clase D, el número nNi de los rasgos característicos de la clase N, y la diferencia Δi = nDi – nNi es calculada. D incluye los nudos wi, para el cual Δi ≥ Δ. Los nudos en el cual Δi < Δ se le ha asignado a N. Δ, así como k1,$\overline{(k1)}$,k2, e $\overline{(k2)}$ es un parámetro del algóritmo.

Aplicando el algoritmo "Cora-3", es necesario convertir las descripciones geológicas, topográficas y gravimétricas en vectores binarios para subsecuentemente poder codificar y discretizar la información. En matemáticas, discretización se refiere al proceso de la transferencia continua de modelos y ecuaciones en discretas contrapartes, y a la transformación de continuas ecuaciones diferenciales, conveniente para el cálculo numérico.

El valor de cada parámetro es dividido en dos o tres segmentos para especificar uno o dos umbrales de la discretización. Este procedimiento permite la pérdida de información, sin embargo se obtiene el resultado del reconocimiento más estable a la incertidumbre de datos; en un umbral de dos intervalos de discretización, se considera para el componente real, el cual se convierte en un componente binario con el valor 11 ("pequeño"), 01 ("medio") o 00 ("grande").

En este estudio, los parámetros utilizados en el proceso de reconocimiento, de los rasgos característicos y correspondientes a los umbrales de discretización, son indicados en la tabla 1. Por consiguiente, los nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con Mw ≥ 6 han sido identificados con el algoritmo k1=13,$\overline{(k1=1)}$, k2=16,$\overline{(k2=0)}$, mientras para los nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con Mw≥6.5 fueron identificados con el algoritmo k1=15,$\overline{(k1=2)}$ ¯,k2=11,$\overline{(k2=0)}$.

Mapa de Zonación Morfo-estructural para la región costera, andina y subandina del Ecuador.

El mapa morfo-estructural ha sido creado en una plataforma GIS a escala 1:500.000 para las cadenas colinares de la región Litoral y sectores menores subandinos, a escala 1:750.000 para la prominente cadena montañosa de los Andes de Ecuador; basados en múltiples análisis de mapas topográficos y tectónicos, fotos satelitales y modelos de elevaciones digitales (DEM). El mapa elaborado en este estudio, representa: (1) estructuras en bloques de diferentes escalas, (2) lineamientos que delimitan los diversos bloques, y (3) los nudos estructurales donde los lineamientos son interceptados.

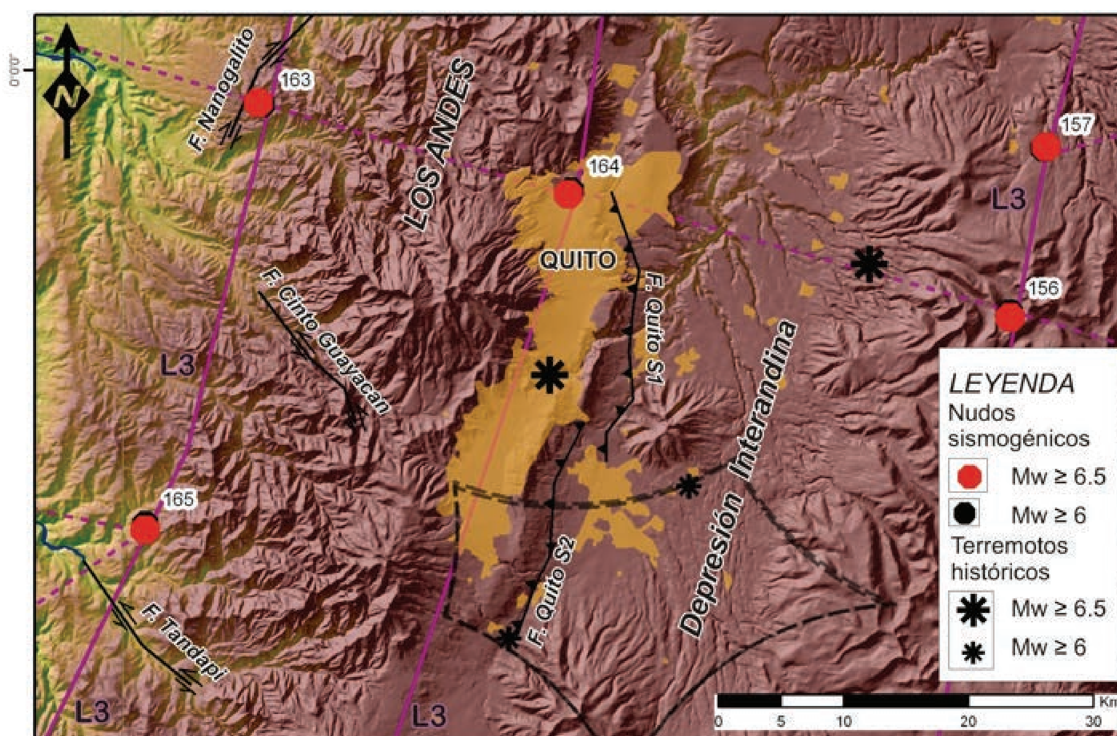


Figura 10.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Quito.

Los lineamientos morfo-estructurales de primer orden han sido delimitados para las grandes regiones tectónicas que incluyen las cadenas colinares costeras, la cadena montañosa de los Andes y los bordes estructurales de la zona subandina que delimitan la cuenca de retroarco (definida también como cuenca de antepaís) de la Amazonía ecuatoriana.

Desde el Oeste al Este, la cuenca de antearco de la región costera, en el sector del Estero Salado (estuario interior del Golfo de Guayaquil), los nudos 95-96-108-109 son asociados a sistemas de fallas transcurrente con desplazamientos dextrales, mientras los nudos 97-100-107 son asociados a los movimientos transtensivos de la falla Estero Salado.

Los sistemas colinares costeros Chongón Colonche, Paján, Cojimies y Cayapas son caracterizados por lineamientos de primer y tercer orden. Los nudos individualizados en este segmento costero son representados en la Figura 5.

En la región de los Andes central y septentrional de Ecuador (regionalmente, los Andes en el Ecuador son considerados parte de los Andes septentrionales que atraviesan también Colombia y Venezuela) la depresión tectónica Interandina es delineada por lineamientos de tercer orden de jerarquía mientras los nudos morfo-estructurales 156-157-159-160-164-167-168-172-174-178-179-180-192 son asociados al Sistema Mayor Dextral (SMD) de régimen tectónico transcurrente con componente inverso (ver Figura 50-53). Otros nudos, ie. 142-149-151-12-158 trazan la continuación del SMD hacia el NE, frontera con el territorio de Colombia.

En confrontación con los otros bloques individualizados en la región de los Andes central y septentrional, la estructura en bloque es muy compleja en la región meridional de los Andes (Sur de Ecuador) delimitando segmentos de bloques de menores escalas. Los análisis topográficos y morfológicos, en detalle, al interior de esta región han permitido identificar una serie de lineamientos de tercer orden delimitado por un principal lineamiento de segundo orden de jerarquía. La concentración de los nudos identificados en esta investigación, permiten asumir asociaciones con un mega sistema de fracturas que delimitan este segmento de los Andes (a nivel regional, ie. Proto-Andes) con características estructurales diferentes a los Andes septentrionales (tendencia estructural SO-NE para Ecuador, Colombia y Venezuela) de los Andes Meridionales (tendencia estructural NO-SE para Perú).

Al Sur de Ecuador, esta división es denotada por un lineamiento transversal de primer orden y trazada por los nudos 95-187-188-195-196.

La región septentrional subandina, delimita al Este con la cuenca Amazónica de dominio de retroarco, está caracterizada por lineamientos de primer orden trazada desde los nudos 301, 302, 305, 308, 310, 312 (ver, Figuras 56-60). Mientras, la región meridional subandina se divide por un lineamiento de segundo orden proyectado por los nudos 312-319-320-329-330-337-348. Esta región está asociada principalmente a un régimen transpresivo que se ajusta bastante a la distribución longitudinal de varios sistemas de fallas inversas con tendencia de inmersión hacia el W.

Las tendencias estructurales de los sistemas de fallas son confrontables con los 367 nudos (estructurales) identificados en el territorio continental del Ecuador, existen características morfológicas obtenidas en este estudio que pueden permitir la definición de los segmentos de algunas fallas señalas por Eguez et al. (2003, Mapa de fallas activas del Ecuador) como estructuras continuas de grandes longitudes y capaces de generar fuertes terremotos corticales.

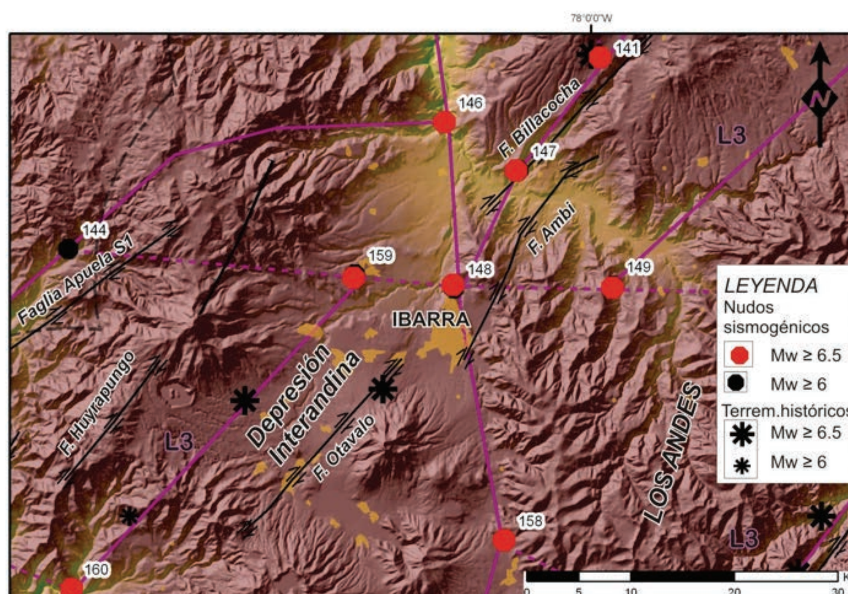


Figura 11.- Mapa de nudos sismogénicos cercano a la ciudad de Ibarra.

Discusión de resultados obtenidos a través del método "Pattern Recognition"

Con lo descrito en las secciones precedentes, los nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6 y M≥6,5 han sido identificados mediante la técnica "Pattern Recognition" de zonación morfo-estructural. Las descripciones de datos sismológicos, geológicos, geofísicos, topográficos y morfológicos han sido diferenciados en un área de 25 km de radio para cada nudo de los 367 identificados.

Esta dimensión es comparable con el tamaño de la fuente sísmica, la geometría y la cinemática de la estructuras sismogénicas. Michetti et al. (2007), Serva (1994), Serva et al. (2007), Vittori et al., 2005, y Well & Copermisth (1994) estiman que la dimensión de la fuente sísmica capaz de generar un terremoto crustal con Mw=6 o VII≤Io≤IX debería por lo menos tener una distribución espacial de aproximadamente 20 Km de largo y 10 Km de ancho. Esta definición asume que cada punto de los lineamientos interceptados es un nudo (ie., zona de fallas), y para estructuras más grandes localizadas en algunas regiones de los Andes, dos o más nudos contiguos a las intersecciones podría pertenecer a una misma estructura sismogénica capaz de generar sismos de mayores magnitudes.

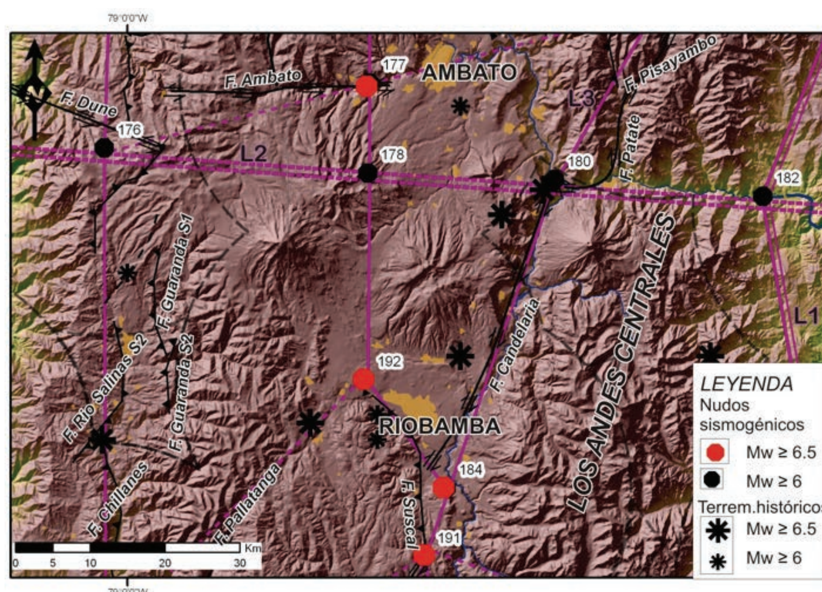


Figura 12.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a las ciudades de Ambato y Riobamba.

Nudos sismogénicos con M≥6

En la región costera, los nudos sismogénicos que podrían generar sismos con M≥6 son asociados en su mayoría a los lineamientos de primer orden, a excepción de la región de Esmeraldas (zona costera N de Ecuador), en donde su tectónica activa es muy compleja, asociándose a lineamientos de tercer orden.

Desde el punto de vista del peligro sísmico, algunos de los nudos identificados están próximos a ciudades densamente pobladas, como Guayaquil, Manta, Bahía de Caráquez, y Esmeraldas (todas perteneciente a la región Litoral); Ibarra, Quito, Latacunga, Ambato, Riobamba, Cuenca y Loja (todas perteneciente a la región de los Andes); y además ciudades como: las ciudades de Taisha, Tena, Puyo y Lago Agrio (todas perteneciente a la región subandina y a la cuenca de retroarco).

Guayaquil, la ciudad ecuatoriana más poblada con aproximadamente 2.582.585 de habitantes, estaría afectada por los nudos sismogénicos 100-102, cada uno asociado a un régimen estructural distensivo representado por la tectónica activa de las fallas Estero Salado y Carrizal.

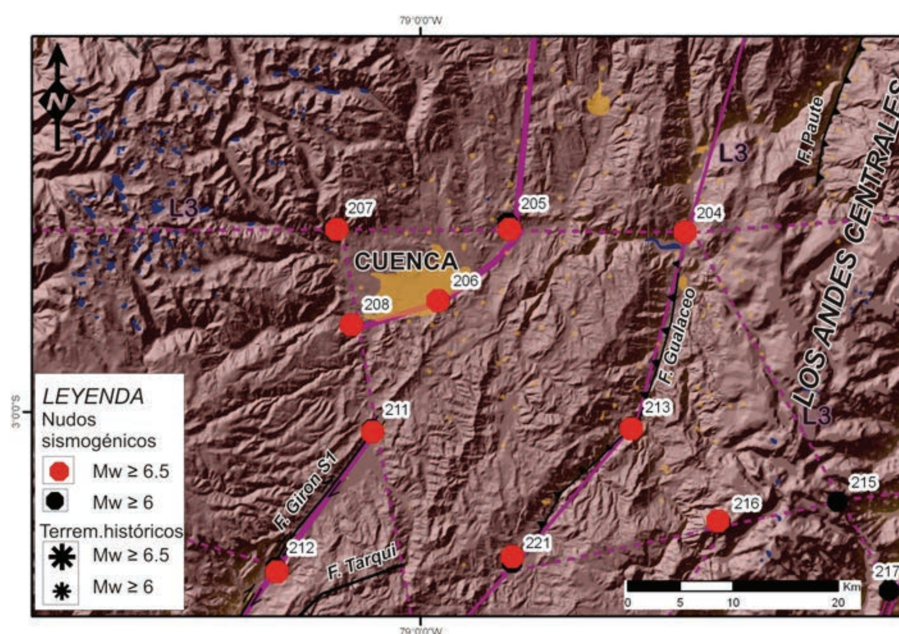


Figura 13.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Cuenca.

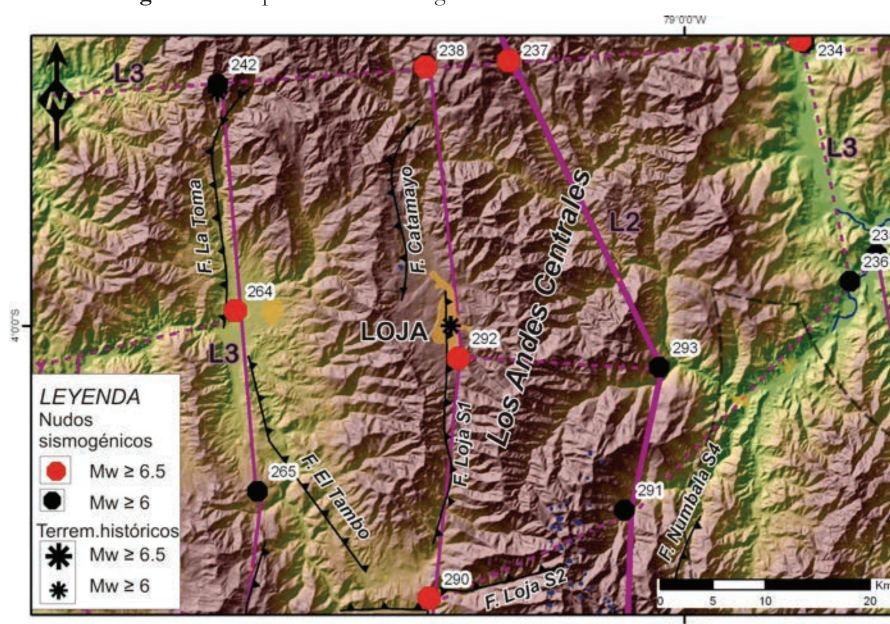


Figura 14.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Loja.

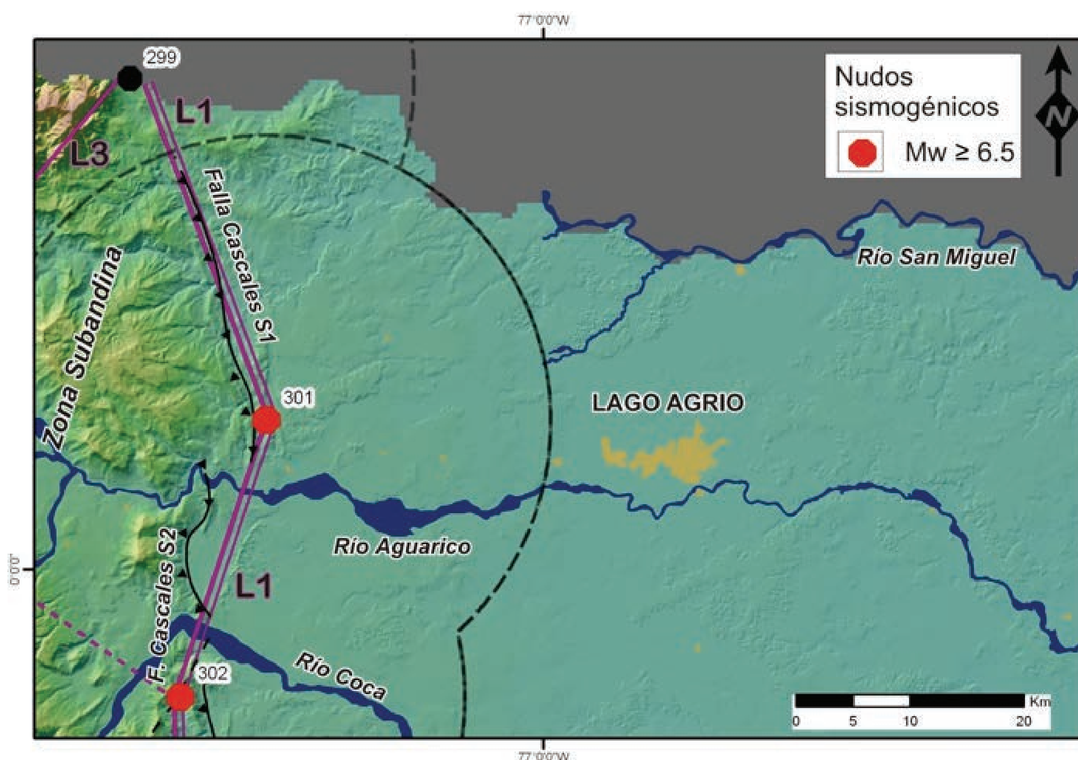


Figura 15.- Mapa de nudos sismogénicos cercanos a la ciudad de Lago Agrio.

La ciudad de Manta y Bahía de Caráquez están afectadas por los nudos 39-48-52, asociados con un régimen tectónico complejo de movimientos transpresivos y desplazamientos laterales transcurrentes sinestrales, así también los sistemas de fallas de Bahía de Caráquez; sin embargo estos nudos también pueden ser también asociados, en su génesis, con la cinemática de la zona de subducción y a la colisión convergente del alto batimétrico de "Carnegie".

A nivel local, la ciudad de Esmeraldas es afectada por los nudos sismogénicos 4-5-6, delineados a lo largo del río de mismo nombre. En esta región, la caracterización de las fallas capaces aún no se ha completado, sin embargo, las evidencias morfológicas en el terreno pueden ser usadas como niveles de certeza durante un análisis de peligrosidad sísmica.

En los Andes septentrionales, la depresión tectónica interandina es delimitada por lineamientos de tercer orden. Desde el Norte al Sur, la ciudad de Ibarra es afectada por las cercanías de los nudos 146-147-148-149- 159; estos nudos son asociados a un régimen tectónico combinado de desplazamientos horizontales destrales y transpresivos expresados en los sistemas de fallas "Ambi", "Otavalo" y "El Angel".

En Quito, la capital de Ecuador, los sistemas de fallas combinadas son similares a la descritas para el área de Ibarra, la diferencia está en el componente del riesgo sísmico, siendo sus principales estructuras sismogénicas son, la falla "Nanogalito" (asociada al nudo 163), el sistema de falla segmentada de "Quito" (asociada al nudo 164), la falla" Machachi" (asociada al nudo 167) y la falla "Tandapi" (asociada al nudo 165). Los otros nudos individualizados para esta área (156-157-160) no han podido ser asociados a fallas cartografiadas, sin embargo son indicadores de potenciales fallas ocultas *("buried faults").*

Al Sur de la depresión interandina, la ciudad de Latacunga estaría afectada por los nudos 173-174, asociada al sistema de fallas inversas "Paolo"; mientras la ciudad de Ambato incrementa su riesgo sísmico por su cercanía al nudo 177 circundante a la falla "Ambato".

La ciudad de Riobamba se ve afectada por dos estructuras sismogénicas: (1) la falla de "Guamote" (cercana al nudo 191) y (2) la falla "Candelaria" (circundante al nudo 184). No fue posible asociar el nudo 192 a una activa estructura cartografiada. Históricamente, esta área se vio afectada por el terremoto de Riobamba en 1797 con intensidad macrosísmica en el área epicentral de I°=X- XI

(MM). Existe incertidumbre en confirmar la falla capaz que generó este mega-evento sísmico, sin embargo podemos argumentar que el alto nivel de sismicidad presente es debido a su posición dentro de la franja de deformación del "Sistema Mayor Destral".

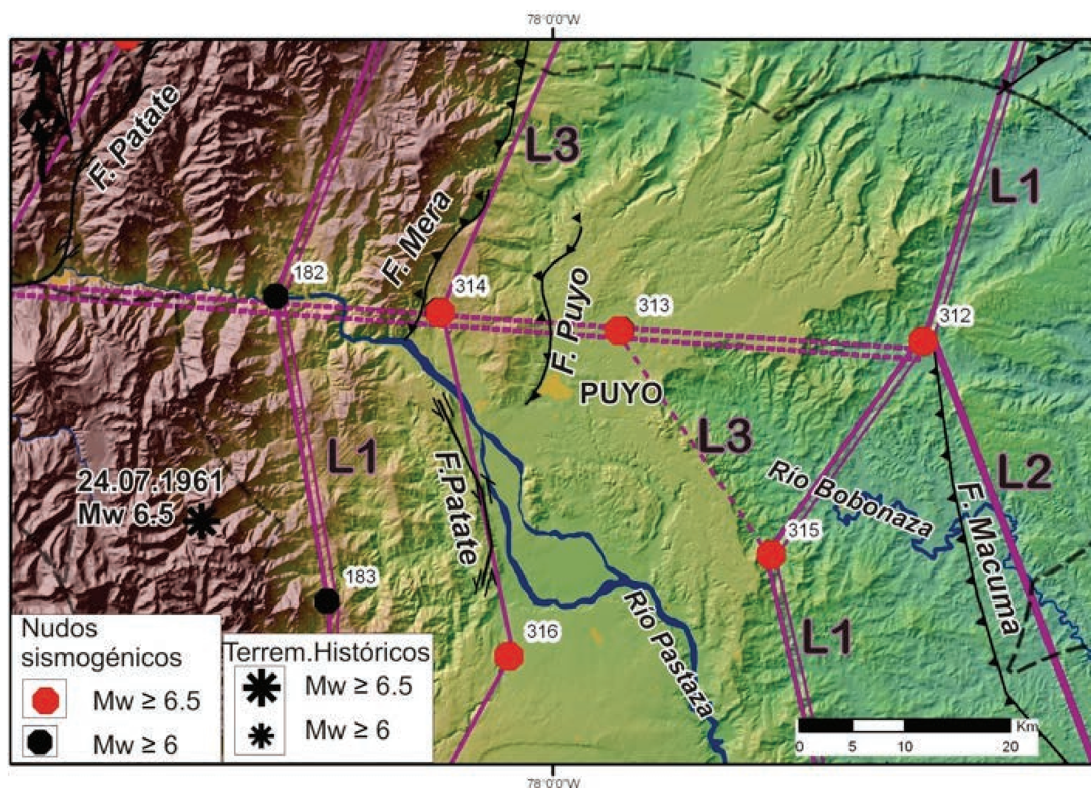


Figura 16.- Mapa de nudos sismogénicos cercano a la ciudad de Puyo.

En la región del Azuay, ciudad de Cuenca, la caracterización tectónica no está bien definida para estimar las máximas magnitudes asociables a fallas capaces, no obstante, la técnica "Pattern Recognition" ha individualizado los nudos sismogénicos 204-205-206-207-213-221 que podrían ser indicadores de áreas críticas. La proyección espacial de los nudos es confrontable con fallamientos superficiales en el terreno, los cuales han sido documentados por la prensa local y ausente en el mapa de fallas activas de Ecuador (ie. Eguez et al., 2003).

Más hacia el Sur, la ciudad de Loja estaría afectada por los nudos sismogénicos 242-264 posiblemente asociados a la falla "La Toma", el nudo 255, asociado a la falla "Tambo", el nudo 236 asociado a la falla "Catamayo", y los nudos 290-292 asociados a las fallas segmentadas de "Loja". Estos sistemas de fallas segmentadas son asociados a un régimen tectónico combinado con desplazamientos horizontales inversos y laterales destrales.

En el sector subandino, la ciudad de Taisha estaría afectada por los nudos sismogénicos 329-330, asociados a sistemas de fallas inversas; mientras la ciudad de Puyo estaría afectada por los nudos 313-314 asociados a los sistemas paralelo a los lineamientos del sistema de "Puyo". La ciudad de Tena estaría afectada por la proximidad a los nudos 309-311. Todas estas fallas pertenecen a un régimen tectónico de compresión y están formadas por fallas segmentadas de corrimiento con tendencia hacia el Este.

Al interior de la cuenca de antepaís, la ciudad de Nueva Lojaio no evidencia cercanía con nudos sismogénicos, a excepción el nudo 301 localizado a 30 Km al Este, y que está asociado al sistema de la falla de corrimiento de "Cascales".

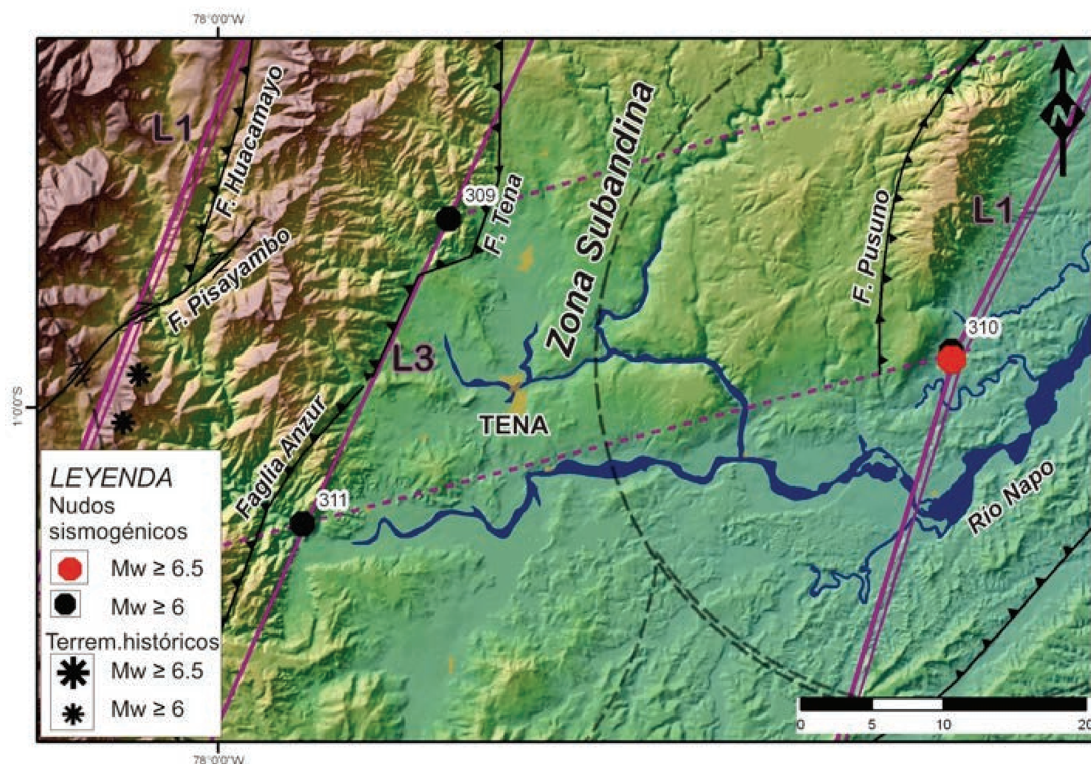


Figura 16.- Mapa de nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6 y M≥6.5, cercano a la ciudad de Tena.

Nudos sismogénicos con M≥6.5

En cuanto a los nudos sismogénicos capaces de generar terremotos corticales con M≥6.5, la ciudad de Guayaquil estaría afectada regionalmente por el sistema de fallas transcurrentes de desplazamientos destrales donde están localizados los nudos sismogénicos 108-109, al Norte de la isla Puná y de la cuenca subsidente de Jambelí, y los nudos 92-93, localizados en el límite Noreste, entre la llanura costera de la cuenca baja del Guayas y el flanco Oeste de los Andes occidentales.

Las ciudades de Manta y Bahía de Caráquez estarían afectadas por los nudos 52-39-48, asociados a dinámica y colisión de la cordillera de Carnegie contra el Bloque Nor-Andino, sin embargo las fallas segmentadas de Bahía de Caráquez son también próximas a los nudos identificados. La ciudad de Esmeraldas estaría afectada por los nudos 5-6-7, cercanas a las fallas "Esmeraldas" y "Buga", otros nudos como el 3-4 también están próximos a la ciudad.

En el sector septentrional de la depresión Interandina, la ciudad de Ibarra estaría afectada por los nudos 147-148-149 asociados a las estructuras sismogénicas de "Otavalo", "Río Ambi" y "el Ángel"; mientras más al Sur, en la ciudad de Quito estaría asociada al segmento Norte de la falla "Quito" y al nudo 164; la ciudad de Latacunga estaría afectada por los nudos 173 y 174, cercana a la falla "Paolo"; el nudo 177 estaría localizado próximo a la falla "Ambato"; la ciudad de Riobamba estaría afectada por los nudos 184-191-192, contiguos a las estructuras "Candelaria" y "Suscal".

En los Andes occidentales y centrales, la ciudad de Cuenca estaría afectada por una serie de nudos sismogénicos 205-206-207-208, sin embargo está área está subvalorada desde un punto de vista del peligro sísmico, debido a la ausencia de considerables eventos sísmicos, recordando que el corto rango de tiempo que tienen los registro de sismos históricos para el Azuay.

En el sector meridional de los Andes Centrales, la ciudad de Loja estaría afectada por los nudos 290-292 alineados a los largo de la falla "Loja", la misma que tiene un régimen tectónico compresivo.

Para la región subandina, los nudos 329-330 están asociados a la falla inversa de "Taisha", mientras

que a la región de Puyo la afectarían los nudos 313-314. Las áreas en donde están asentadas las ciudades de Tena y Nueva Loja, no tendrían nudos sismogénicos capaces de generar fuertes terremotos como los establecidos en esta sección.

Concluyendo, el presentre modelo *"Pattern Recognition"* de zonación morfo-estructural identifica para todo el territorio continental de Ecuador 273 nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6, y 143 nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥6.5.

Conclusión

La compilación y clasificación de los datos sismológicos de Ecuador, junto con la revisión de datos geológicos, morfológicos, topográficos, gravimétricos, y estructurales permitieron construir una base de datos en plataforma GIS, la cual fue insertada en el software CORE 3 durante la aplicación de la técnica *"Pattern Recognition"* de Zonación morfo-estructural (modelo propuesto por Alekseevskaya et al., 1977).

La individualización de nudos sismogénicos capaces de generar terremotos corticales con M≥6 y M≥6.5 proporciona una herramienta fundamental para la determinación de potenciales áreas críticas con altos niveles de probabilidad de que terremotos de ciertas magnitudes puedan producirse al interior de un área específica. En detalle, para el territorio continental ecuatoriano, fueron identificados 273 nudos sismogénicos capaces de generar terremotos con M≥ 6 y 143 nudos capaces de generar terremotos con M≥6.5. El modelo de zonación morfo-estructural, que es el resultante del estudio, ha sido confrontando con el catálogo de fallas capaces, en especial donde los nudos sismogénicos son próximos a áreas densamente pobladas.

La confrontación de modelos de zonas sismogénicas propuestas por la RENSIG y Chunga (2010) determinan los ambientes tectónicos dominantes para cada zona, mientras que el propuesto modelo resultante de este estudio, determina diversos ambientes tectónicos al interior de una misma zona.

Los modelos de zonas sismogénicas estiman para cada zona la máxima magnitud asociada a partir del análisis de datos históricos e instrumentales, mientras el modelo de zonación morfo-estructural atribuye las clases Do y No de magnitudes M≥6 y M≥6.5 para cada nudo al interior de una misma zona que depende de los rasgos característicos de los vectores binarios.

Referencias bibliográficas

Alekseevskaya M.A, Gabrielov A. M., Gvishiani A. D., Gelfand I. M., and Ranzman E. Ya (1977). *Formal Morphostructural zoningof mountain territories. J. Geophys., 43: 227–23*

Baldock, J. W. (1983), *The Northern Andes: A review of the Ecuadorian Pacific Margin, in The Oceans Basins and Margins, edited by A. E. M. Nairn, F. G. Stehli, and S. Uyeda, Plenum Press, New-York and London, 181– 271.*

Baldock, J.W., 1982. *Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1,000,000. Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 10., Quito.*

Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J., Santacroce R. (1988). *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador, Geol. Mag., 125, 1-14.*

Cahuari A. (2006). *Análisis estadístico del Mo a partir de la Magnitud local (Ml). Compendio de trabajos de Investigación CNDG-Biblioteca. Instituto Geofísico del Perú. V.7, p. 27-42.*

Chunga K. (2010). *Shallow crustal earthquakes and seismic zonation for Ecuador through the integration of geological, seismological and morphostructural data. University of Insubria. Ph.D. Thesis, p. 165.*

Chunga K., Michetti A.M., Pazmiño N., Martillo C., Romero A., Quiñonez M., Gruppo di Geologia Ambientale (2009). *Estimación de máximos niveles de sismicidad para el litoral ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos, sismológicos y sismotectónicos. Revista Internacional Oro y Petróleo (N.- 19) 46-57 p.*

Chunga K., Michetti A.M. (2008). *Análisis de riesgo sísmico local para la ciudad de Guayaquil: aplicación de datos geológicos cuaternarios. Revista Internacional Oro y Petróleo (No. 17) 70-73*

Chunga K., Zamudio Y., Egred J., Marín G., Quiñónez M., Iturralde D. (2005a). *The 12 Dic, 1953, Earthquake, Ms 7.3, Ecuador-Peru Border Region: A case study for applying the New INQUA Intensity Scale Abstract Vol. Dark Nature - Rapid natural Change and Human Responses, Final Meeting of the Dark Nature Project, Como, Italy, p. 57-58. Dark Nature Project.*

Chunga K., León C., Quiñónez M., Benítez S., Montenegro G. (2005b). *Seismic Hazard Assessment for Guayaquil City (Ecuador): Insights from Quaternary Geological Data. Abstract Vol. Dark Nature - Rapid natural Change and Human Responses, Final Meeting of the Dark Nature Project, Como, Italy, p. 55-56. Dark Nature Project.*

CERESIS (1985). *Catalogo de terremotos para America del Sur. Datos de hipocentros e intensidades. Ecuador. 6.*

Cobos L., Montenegro G. (2010). *Estudio integrado del Golfo de Guayaquil del Mioceno al reciente. Revista CICYT-ESPOL, 1-8.*

Costa C.H., Audermard M. F.A., Bezerra, F.h.r., Lavenu, A., MachetteM.N. and Paris,G.(2006). *An Overview of the Main Quaternary Deformation of South America. Asoc. Geol.Argent.v.61 n.4 Buenos Aires oct/dic.*

Deniaud Y., Baby P., Basile C., Ordonez M., Montenegro G., Mascle G. (1999). *Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. Comptes Rendus de l'Acade´mie des Sciences–Series II A–Earth and Planetary Sciences 328 (3), 181–187.*

Dumont J.F., Santana, E., Valdez F., Tihay J.P., Usselmann P., Iturralde D., Navarrete E. (2006). *Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes. Geomorphology 74, 100-123.*

Dumont J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, M., Cruz, M., Jimenez, N. and Zambrano, I. (2005). *Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America), Tectonophysics. 399, 331– 350.*

Ego F., Sebrier M., Carey-Gailhardis E., Beate B. (1996a). *Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes?. Tectonophysics 265, 255-273.*

Ego F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., and Eguez, A. (1996b). *Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. Tectonophysics 259, 101-116.*

Egred J. (2002). *Historia sísmica del Ecuador. Información proporcionada por el Autor. Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional.*

Egred J. (1975). *Breve historia de los principales terremotos ecuatorianos. Revista Geofísica (México, D.F.), no.3, pp.21-36.*

Eguez A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C.H., Dart, R.L., and Bradley, L.-A. (2003). *Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-289.*

Feininger T., Seguin M.K. (1983). *Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. Geology, v. 11, p. 40-44.*

Freymueller J., Kellogg J.N., Vega V. (1993). *Plate motions in the North Andean Region: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 21853-21863.*

Gelfand I. M., Guberman Sh. A., Zhidkov M.P., Kaletzkaya M. S., Keilis-Borok V. I., and Ranzman E. Ia.(1973). *Experience of high seismicity criteria transfer from the Central Asia onto the Anatolia and adjacent regions. Trans. (Doklady) Acad. Sci. SSSR, 210(2): 327+.*

Gerasimov I.P., Ranzman E. Ya. (1973). *Morphostructure of orogens and their seismicity. Geomorphology, 1: 3–13, (in Russian).*

Gorshkov A., Panza G.F., Soloviev A.A., Aoudia A. (2002). *Morphstructural Zonation and preliminary recognition of seismogenic nodes around the Adria Margin in Peninsular Italy and Sicily. JSEE: Spring, vol. 4, No. 1, 1-24.*

Gorshkov A. I., Kuznetsov I.V., Panza G. F., and Soloviev A. A. (2000). *Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria. Pure Appl. Geophys., 157(1/2): 79–95.*

Gorshkov A., Zhidkov M., Rantsman E., and Tumarkin A.(1991). *Morphostructures of the Lesser Caucaus and places of earthquakes, M ≥ 5.5. Izv. Acad. Sci. SSSR, Phys. Earth, 6: 30-38 (in Russian).*

Gorshkov A.I., Niauri G.A., Ranzman E.Ya., and Sadovsky A. M.(1987). *Use of gravimetric data for recognition of places of possible occurance of strong earthquakes in the Great Caucasus. In V. I. Keilis-Borok and A. L. Levshin, editors, Theory and Analysis of Seismological Information, Comput. Seismol., 18, pp. 117+, Allerton Press, New York.*

Gorshkov A.I. and Ranzman E. Ia. (1982). *Morphostructural lineaments of the Western Alps. Geomorphology, 4: 64+. (in Russian).*

Graindorge D., Calahorrano A., Charvis J.p., Collot Y, Bethoux N. (2004). *Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 31, L04603, doi:10.1029/2003GL018803.*

Gutscher, M. A., J. Malavieille, S. E. Lallemand, and J. Y. Collot (1999), *Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision, Earth Planet. Sci. Lett., 168, 255–270, 1999.*

Gvishiani A., Gorshkov A., Rantsman E., Cisternas A., and Soloviev A.(1988). *Identification of arthquake-prone-areas in the regions of Moderate Seismicity. Nauka, Moscow (in Russian).*

Gvishiani A.D. and Soloviev A. A.(1984). *Recognition of places on the Pacific coast of the South America where strongearthquak es may occur. Earthquake Prediction Res., 2: 237+.*

Gvishiani A.D., Zhidkov M.P., and Soloviev A.A.(1984). *Transfer of the high-seismicity criteria of the Andes mountain belt onto Kamchatka. Izv. Acad. Sci. SSSR, Phys. Earth, 1: 20+ (in Russian).*

Harpp K., Wanless V., Otto R., Hoernle K, Werner R. (2005). *The Cocos and Carnegie Aseismic Ridges: a Trace Element Record of Long-term Plume–Spreading Center Interaction. Jounal of Petrology, vol. 46, N. 1, p. 109-133.*

Hey, R., 1977. *Tectonic evolution of the Cocos–Nazca spreading center. Geological Society of America Bulletin 88, 1404– 1420.*

Kanamori, H., and K. C. McNally (1982), *Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1241–1253.*

Keilis-Borok, V.I. e Soloviev, A., Eds. (2003). *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.*

Kellogg J. N., and Vega, V. (1995). *Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System, geodetic studies, and gravity. Geological Society of America Special paper 295, 75-90.*

Kellogg J. N., and Bonini, W. E. (1982). *Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. Tectonics 1, 251-276.*

Kossobokov V.G.(1984). *General features of the strongest (with M ≥ 8.2) earthquake-prone areas in the non-Alpine zone of the Transasian seismic belt. In V. I. Keilis-Borok and A. L. Levshin, editors, Logical and Computational Methods in Seismology, Comput. Seismol., 17. pp. 69– 72, Nauka, Moscow.*

Lebrat M., Megard F., Juteau T.H., Calle J. (1985). *Pre-orogenic volcanic assemblage and structure in the western cordillera of Ecuador, between 1B40VS and 2B20VS. Geologische Rundschau 74, 343–351.*

Lonsdale, P. (1978), *Ecuadorian Subduction System, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62(12), 2454– 2477.*

LRG (1986). *El Estudio de la Cuenca del Golfo de Guayaquil. Informe integrado para la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana (CEPE). Reporte técnico, 129 páginas.*

Mendoza C., and Dewey, J.W. (1984). *Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications*

for barrier models of earthquake rupture: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, p. 577-593.

Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Mörner N.A., Ota Y. e Rogozhin E. (2007). Intensity Scale ESI 2007. *La Scala di Intensità ESI 2007, ed. L. Guerrieri e E. Vittori (Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol.74, Servizio Geologico d'Italia –Dipartimento Difesa del Suolo, APAT), Roma, http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/-INQUA_Scale/.*

Nocquet J.M., Mothes P., Alvarado A. (2009). *Geodésica, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. Available as: http://renag.unice.fr/regal/PERSO/JMN/publis/geodesia_ecuador_texto_y_figuras.pdf*

Panza, G.F., 2004. *Correlation among intensity scales. Avalaible as: http://www.apat.gov.it/site/en-GB/Projects/INQUA_Scale/Documents/. Trieste, 15p.*

Pennington, W.D., 1981, *Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10753-10770.*

Perez O.J., Aggarwal Y.P. (1981). *Present-day tectonics of the southeastern Caribben and northeasthern Venezuela, Journal of Geophysical Research, 86, B8, 10791-10804.*

Ranzman E.Ia. (1979). *Places of Earthquakes and Morphostructures of Mountain Countries, Nauka, Moscow (in Russian).*

RENSIG. *Red Nacional de Sismografos del Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional de Quito. http://www.epn.edu.ec/*

Sallarès V., Charvis. P., Flueh.E.R., Bialas.J., and the Salieri.(2005) *Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galàpagos hotspot.*

Sallarès.V., Charvis.P., Flueh.E.R., Bialas.J., (2003) *Seismic structure of Coco and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction. Journal of Geophysical research, vol.108, No. B12, 2564, doi:10.1029/JB002431.*

Serva L., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Vittori E., Comerci V. (2007). *Environmental effects from five historical earthquakes in southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity assessment: Contribution to INQUA EEE Scale Project. Quaternary International 173–174, 30–44*

Serva L. (1994) *effetti al suolo in scale di intensità. Terra Nova. Volume 6, Issue 4, Pages 414-416*

Serva L., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Vittori E. & Comerci V. (2007). *Environmental Effects from some historical earthquakes in Southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity asseessment. Contribution to INQUA EEE scale project. Quaternary International 173-174 (2007), 30-44.*

Segovia M., Alvarado A. (2009). *Breve Análisis de la Sismicidad y del Campo de Esfuerzos en el Ecuador. Libro: Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galápagos. 131-149. ISBN-978-9978-92-737-3.*

Segovia M. (2001). *El sismo de bahía del 4 de agosto de 1998: Caracterizaciòn del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera, Tesis de Ing. Geol., EPN, Quito, 136 p, 3 anexos.*

Silgado F.E. (1957). *El movimiento sísmico del 12 de diciembre de 1953. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, vol.32, Part 2, pp.225-238.*

Soulas J.P. (1988). *Tectonica active y riesgo sismico. Informe del Programma de Prevenciòn y de Planificaciòn para desastres en el Ecuador y Paises vecinos, Proyecto UNDRO-EPN.*

Spikings R. A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R. (2001). *Along-strike variations in the thermal and tectonic response of tehe continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 186, 57-73.*

Swenson J. L., and S. L. Beck (1996), *Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru Subduction Earthquakes, and Earthquakes Cycles along Colombia-Ecuador and Peru Subduction Segments, Pure Appl. Geophys., 146(1), 67– 101.*

Taboada A., et al. (2000), *Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), Tectonics, 19, 787-813.*

Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C. (2007). *Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, Nw South America. Journal of Structural Geology 29, 664-680.*

Toulkeridis, T., 2009: *Volcanic Galapagos Volcanico. Universidad San Francisco de Quito, Ecuador, 360pp*

Trenkamp R., et al. (2002), *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, Journal of South American Earth Sciences, 15, 157-171.*

Vittori E., Guerrieri L., Comerci V. (2005). *Intensity—fault parameter relationships: implications for seismic hazard assessment. In: International Symposium on Active Faults, Hokudan, Japan, 17–24 January 2005.*

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 84, p. 974-1002.*

White S.M., Trenkamp R., Kellogg J.N. (2003). *Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. Earth and Planetary Science Letters 216, 231-242.*

Wiemer S., Wyss M. (1994). *Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and BigBear (M=6.5) 1992 earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 84: 900–916.*

Winter T., Avouac J.P., Lavenu A. (1993). *Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphologic features. Geophys. J. Int. 115, 905e920.*

Winter T.H., Lavenu A. (1989a). *Morphological and microtectonic evidence for a major active righ-lateral strike-slip fault across central Ecuador(South America), Ann.Tecton.,2, 123-139.*

Winter T.H., Igelsias R. Lavenu A. (1989b). *Presencia de un sistema de fallas activas en el sur del Ecuador,Bol. Geol.Ecuat., Vol.1,1,53-67.*

Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordonez M., Jimenez N., Sosson M. (2006). *Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. Tectonics, vol. 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723*

Wolf (1872). *Terremotos y temblores. Apéndice al Capitulo VII. Revista de los terremotos principales desde el tiempo de la conquista. Geografía y Geología del ecuador, p. 658p.*